



UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA

# Modelamiento del efecto de atenuación sísmica en estratos con hidratos de gas en el Campo Mallik, Canadá

Nini Tatiana Pertuz Puentes

Universidad Nacional de Colombia  
Facultad de Ciencias, Departamento de Geociencias  
Bogotá D.C., Colombia  
2019



# Modelamiento del efecto de atenuación sísmica en estratos con hidratos de gas en el Campo Mallik, Canadá

Nini Tatiana Pertuz Puentes

Tesis de investigación presentada como requisito parcial para optar al título de:  
**Magister en Ciencias - Geofísica**

Director:

Ph.D. Luis Alfredo Montes Vides

CoDirector:

Ph.D. Roderick Pérez Altamar

Línea de Investigación: Hidratos de gas  
Grupo de Investigación: Grupo de geofísica

Universidad Nacional de Colombia  
Facultad de Ciencias, Departamento de Geociencias  
Bogotá D.C., Colombia  
2019





A mis padres Nidia y Emiro; a mi hermano  
Felipe.



# Agradecimientos

A mi director de tesis el Prof. Luis Alfredo Montes, por su apoyo, guía y paciencia en el desarrollo de mi Tesis.

Al profesor Luis Castillo por su tiempo y guía dedicada al planteamiento del tema de Tesis.

A el codirector de tesis el Dr. Roderick Pérez Altamar, por sus consejos durante el proceso.

A la Universidad Nacional de Colombia por darme la oportunidad de obtener los conocimientos en el ámbito de geofísica, por medio del Departamento de Geociencias, personal administrativo y profesores.

A mi familia por su constante ánimo y apoyo, por confiar siempre en mis planes e ideas para mi Tesis.

Al Dr. Klaus Bauer y Dr. Christian Haberland, por su paciencia, conocimiento, instrucción, guía, información y experiencia en hidratos de gas bajo capas de permafrost para la elaboración de parte de la Tesis y al Instituto de Investigación GeoForschung Zentrum (GFZ) de Potsdam, Alemania, por permitirme usar los datos de campo para el análisis de los hidratos de gas.

A la empresa VSProwess por permitirme utilizar su programa para el procesamiento sísmico y por su capacitación en el uso del programa.



## Resumen

La presencia de hidratos de gas en reservorios bajo capas de permafrost no presenta un BSR (Bottom Simulating Reflector) visible, como sucede en hidratos bajo el lecho marino. Sin embargo, una característica de la presencia de hidratos bajo capas de permafrost es la atenuación en ondas sínicas, lo cual hace que la exploración sea a nivel mundial un reto, ya que requiere mayor nivel de investigación.

El cálculo de la atenuación resulta de la conformación de modelos basados en la amplitud, frecuencia y análisis espectral en sísmica VSP y pozo a pozo, y en registros de pozos con la teoría de Backus. El modelamiento de propagación de las ondas en zonas con presencia de hidratos en el Campo Mallik, primero calcula las constantes elásticas con información de registros de pozo y análisis de los atributos petrofísicos de las zonas. Finalmente se genera un modelo analítico por medio de la teoría de Biot, y un modelo numérico por diferencias finitas para estudiar la propagación de las ondas P y S en estas zonas.

Los resultados obtenidos de observaciones en los registros eléctricos y valores de constantes elásticas, comprueban la teoría de que el contenido de hidratos en medios porosos incrementa las propiedades mecánicas de la roca. Los diferentes métodos utilizados (amplitud, frecuencia y análisis en sísmica), muestran diversos resultados esperados en los valores de la atenuación, como consecuencia de las limitantes propias de cada método. Estas están relacionadas con el rango de frecuencias y resolución de la información de entrada. Sin embargo, los modelos analíticos y numéricos, exhiben la dispersión de la energía de las ondas en hidratos de gas.

**Palabras clave:** Hidratos de gas, Atenuación, Ondas Compresionales, Módulos Elásticos, Modelamiento, y Diferencia Finitas.

# Abstract

The presence of gas hydrates in reservoirs situated under permafrost layers do not present a visible BSR (Bottom Simulating Reflector), as marine hydrates. However, the main characteristic of hydrates presence under permafrost is the attenuation in sonic waves, which makes exploration a worldwide-challenge.

We determined the generated attenuation by methods based on amplitude, frequency and spectral analysis on VSP and crosswell seismic, and well logs by Backus theory. The wave propagation modeling through gas hydrates zones in Mallik Field, firstly, calculates the elastic constants through well log data, and analyze petrophysical attributes. Finally, we generated an analytical model by Biot theory and a numerical model by finite differences. This has the goal of analyzing the propagation of P-wave and S-wave in the study zones.

Results from observations of well logs and elastic constants prove the theory that gas hydrates content increases the mechanical properties of the rock. The used methods (amplitude, frequency, and seismic analysis) display a variety of attenuation value. This is a consequence of limitations from the methods itself. Those ones are related to frequency range and data resolution. However, the analytical and numerical models exhibit energy dispersion in waves through gas hydrates.

**Keywords:** Gas Hydrates, Attenuation, Compressional Waves, Elastic Modulus, Modelling, and Finite Differences

# Contenido

<b>Agradecimientos</b>	<b>VII</b>
<b>Resumen</b>	<b>IX</b>
<b>Lista de figuras</b>	<b>XIII</b>
<b>Lista de tablas</b>	<b>XVIII</b>
<b>1. Introducción</b>	<b>2</b>
<b>2. Marco Teórico</b>	<b>4</b>
2.1. Hidratos de gas . . . . .	4
2.1.1. Antecedentes en el estudio de los hidratos de gas . . . . .	4
2.1.2. Importancia de la explotación de los hidratos de gas . . . . .	5
2.1.3. Propiedades de los hidratos de gas . . . . .	7
2.1.4. Propiedades de la onda sísmica en los hidratos de gas . . . . .	10
2.2. Sísmica pozo a pozo . . . . .	12
2.3. Sísmica VSP (Vertical Seismic Profile) . . . . .	14
2.4. Atenuación . . . . .	16
2.5. Propagación de ondas elásticas en medios porosos saturados . . . . .	19
2.5.1. Teoría de Biot . . . . .	19
<b>3. Marco Geológico</b>	<b>27</b>
3.1. Cuenca de la Bahía Beaufort-Mackenzie en la zona de estudio . . . . .	28
3.2. Campo Mallik . . . . .	31
3.2.1. Registros de pozo . . . . .	32
<b>4. Adquisición y procesamiento sísmico</b>	<b>40</b>
4.1. Sísmica pozo a pozo . . . . .	40
4.1.1. Adquisición sísmica pozo a pozo . . . . .	40
4.1.2. Procesamiento sísmico pozo a pozo . . . . .	42
4.2. Sísmica VSP (Vertical Seismic Profile) . . . . .	47
4.2.1. Adquisición sísmica VSP . . . . .	47
4.2.2. Procesamiento sísmico VSP . . . . .	49

<b>5. Atenuación (<math>Q^{-1}</math>)</b>	<b>55</b>
5.1. Atenuación de registro de pozo ( $Q_{pozo}^{-1}$ ) . . . . .	56
5.2. Atenuación de la sísmica pozo a pozo ( $Q_{pozo-pozo}^{-1}$ ) . . . . .	59
5.2.1. Método Relación Espectral (RE) . . . . .	59
5.2.2. Método Frecuencia Centroide (FC) . . . . .	61
5.2.3. Método Tiempo-Incremento (TI) . . . . .	63
5.3. Atenuación de la sísmica VSP ( $Q_{vsp}^{-1}$ ) . . . . .	66
5.3.1. Método Relación Espectral (RE) . . . . .	66
5.3.2. Método Frecuencia Centroide (FC) . . . . .	68
5.3.3. Método Tiempo-Incremento (TI) . . . . .	70
5.4. Comparación de la atenuación por diferentes métodos y correlación . . . . .	72
5.5. Análisis espectral y atenuación . . . . .	76
<b>6. Modelamiento de ondas acústicas en zona de hidratos de gas</b>	<b>80</b>
6.1. Modelamiento de las velocidades de onda . . . . .	81
6.2. Modelamiento de la propagación de ondas compresionales en estratos con presencia de hidratos de gas . . . . .	84
6.2.1. Formación Bahía de Mackenzie-Zona A . . . . .	85
6.2.2. Formación Kugmallit-Zona B . . . . .	87
6.2.3. Formación Kugmallit-Zona C . . . . .	90
6.3. Modelamiento de la propagación de ondas de corte en estratos con presencia de hidratos de gas . . . . .	91
6.3.1. Formación Bahía de Mackenzie-Zona A . . . . .	92
6.3.2. Formación Kugmallit-Zona B . . . . .	93
6.3.3. Formación Kugmallit-Zona C . . . . .	96
<b>7. Conclusiones y recomendaciones</b>	<b>98</b>
7.1. Conclusiones . . . . .	98
7.2. Recomendaciones . . . . .	99
<b>A. Anexo: Código Atenuación de Registro de Pozo (<math>Q_{pozo}^{-1}</math>)</b>	<b>100</b>
A.1. Diagrama de flujo para ejecución . . . . .	101
A.2. Código fuente . . . . .	102
<b>B. Anexo: Código Atenuación Método de Relación Espectral (RE)</b>	<b>104</b>
B.1. Diagrama de flujo para ejecución . . . . .	105
B.2. Código fuente . . . . .	106
<b>C. Anexo: Código Atenuación Método de Frecuencia Centroide (FC)</b>	<b>108</b>
C.1. Diagrama de flujo para ejecución . . . . .	108
C.2. Código fuente . . . . .	108



---

<b>D. Anexo: Código Atenuación Método de Tiempo-Incremento (TI)</b>	<b>112</b>
D.1. Diagrama de flujo para ejecución . . . . .	112
D.2. Código fuente . . . . .	112
<b>E. Anexo: Código del modelamiento analítico de la onda compresional y de corte,</b>	
<b>Teoría Biot</b>	<b>117</b>
E.1. Diagrama de flujo para ejecución . . . . .	118
E.2. Código fuente . . . . .	119
<b>Bibliografía</b>	<b>122</b>

# Lista de Figuras

<b>2-1.</b> Comparación del poder calorífico de los hidratos de metano, etano y propano, según variación de la temperatura (Makogon, 1997). . . . .	6
<b>2-2.</b> Pirámide de recursos de hidratos de gas, modificado de Boswell and Collet (2015). . . . .	7
<b>2-3.</b> Estructura del cristal del hidrato de gas. Estructura I, II y H, modificado de Collet et al. (2011). . . . .	8
<b>2-4.</b> Macro-estructura de distribución del hidrato de gas en la roca, modificado de Boswell and Collet (2015) y Sha et al. (2015). (a) Hidrato de gas en espacios de poro de areniscas de grano grueso, (b) medio, (c) fino y marino. (d), (e), y (f) Hidrato de gas en fracturas. (g), (h), y (i) Nódulos de hidrato de gas. (j) Venas delgadas de hidratos de gas en lodos. (k), y (l) Lentas grandes y masivos en lodos. . . . .	9
<b>2-5.</b> Modelos de distribución microscópica de los hidratos de gas, según Winters et al. (2004a). . . . .	10
<b>2-6.</b> Línea sísmica interpretada de dos (2) reservorios diferentes con contenido de hidratos de gas. a) Reservorio de Krishnae Godavari (India) cuyo BSR está presente (línea azul). b) Reservorio de Mallik (Canadá) que tiene contenido de hidratos con BSR no visible, modificado de Miller et al. (2005). . . . .	12
<b>2-7.</b> Diagrama de rayos de la sísmica pozo a pozo, donde las localizaciones de las fuentes están a lo largo de un pozo y los receptores en el otro, modificado de Blackburn et al. (2008). . . . .	13
<b>2-8.</b> Tipos de ondas identificadas en la sísmica de pozo a pozo, modificado de Bauer et al. (2005). a) Ondas P, PT, TP y TPT en el registro de receptores. b) Ondas TP y TPT en el registro de receptores. c) Ondas PT en el registro de receptores. d) Ondas PT en el registro de fuentes. . . . .	14
<b>2-9.</b> Diagrama de rayos de la sísmica VSP y los tipos de ondas registradas en esta sísmica, ondas ascendentes y descendentes (Blackburn et al., 2008). Las ondas rojas indican la trayectoria y comportamiento en el registro sísmico del primer arribo, las ondas naranjas indican las ondas descendentes, las ondas azules representan las ondas ascendentes reflejadas y las ondas verdes son las ondas múltiples ascendentes reflejadas. . . . .	15

<b>2-10.</b> Tipos de adquisición VSP. (De izquierda a derecha) <i>Checkshot</i> , <i>Zero-offset</i> , <i>VSP Offset</i> , y <i>Walkaway</i> , modificado de Campbell et al. (2005). La trayectoria de rayos de color amarillo indica las ondas descendentes y la verde son las trayectorias de ondas ascendentes. Los puntos rojos indican la posición de los geófonos y los azules la posición de la fuente . . . . .	16
<b>2-11.</b> Divergencia esférica de una onda propagada radialmente desde la fuente S hacia diferentes distancias ( $r$ , $2r$ , $3r$ ) hasta llegar al receptor (Camacho, 2015).	17
<b>3-1.</b> Localización de la zona de estudio, Mallik; a) Localización geográfica del Campo Mallik en Canadá; b) perfil sísmico de Campo Mallik en dirección NE-SW. Perfil sísmico modificado de Miller <i>et al.</i> , 2005. . . . .	27
<b>3-2.</b> Columna estratigráfica de la Cuenca de la Bahía de Beaufort-Mackenzie, modificado de Osadetz et al. (2005). Las líneas líneas curvas entre las formaciones representan las inconformidades geológicas a lo largo de la columna estratigráfica en las secuencias que las contiene. . . . .	28
<b>3-3.</b> Registro de temperatura, línea roja, superpuesto en el diagrama de fases de los hidratos de gas. Los límites de cada fase son dados por la curva de estabilidad de los hidratos de gas y del agua, línea azul y negra punteada respectivamente. Modificado de Dallimore and Collett (2005). . . . .	32
<b>3-4.</b> Registros eléctricos del pozo Mallik 5L-38, correspondientes a las Formaciones Bahía de Mackenzie y Kugmallit, con 3 zonas de alto contenido de arena en la matriz de roca y con gran contenido de hidratos de gas. . . . .	33
<b>3-5.</b> Módulo de cizalla y compresibilidad para la Formación Mackenzie (Zona A) a lo largo del rango de profundidad de la zona de interés. a) Módulo de cizalla versus gamma ray. b) Módulo de compresibilidad versus gamma ray. c) Módulo de cizalla versus porosidad absoluta de la roca. d) Módulo de compresibilidad versus porosidad absoluta de la roca. . . . .	36
<b>3-6.</b> Módulo de cizalla y compresibilidad para la Formación Kugmallit (Zona B) a lo largo del rango de profundidad de la zona de interés. a) Módulo de cizalla versus gamma ray. b) Módulo de compresibilidad versus gamma ray. c) Módulo de cizalla versus porosidad absoluta de la roca. d) Módulo de compresibilidad versus porosidad absoluta de la roca. . . . .	37
<b>3-7.</b> Módulo de cizalla y compresibilidad para la Formación Kugmallit (Zona C) a lo largo del rango de profundidad de la zona de interés. a) Módulo de cizalla versus gamma ray. b) Módulo de compresibilidad versus gamma ray. c) Módulo de cizalla versus porosidad absoluta de la roca. d) Módulo de compresibilidad versus porosidad absoluta de la roca. . . . .	38
<b>3-8.</b> Impedancia acústica para las zonas de interés.a) Impedancia acústica versus porosidad. b) Gamma ray versus impedancia acústica. . . . .	39

4-1. Adquisición sísmica pozo a pozo en el Campo Mallik y comparación de cubrimiento de los diferentes tipos de sísmica, y localización de la estimulación térmica (Franja morada). . . . .	40
4-2. Geometría de la adquisición sísmica pozo a pozo. a) Arreglo sísmico. b) Disposición de las fuentes y receptores en el pozo. . . . .	41
4-3. Diagrama de profundidad que muestra las adquisiciones sísmica pozo a pozo (línea base y monitoreos) y su variación en profundidad. . . . .	42
4-4. Identificación de tipos de onda en sección de registros de receptoras de la sísmica pozo a pozo en Mallik, correspondiente a la profundidad del geófono de 1000 m. . . . .	43
4-5. Diagrama de flujo del procesamiento pre-apilado de la sísmica pozo a pozo en el campo Mallik. . . . .	45
4-6. Procesamiento del registro de la sísmica pozo a pozo, en el campo Mallik, que corresponde al receptor de profundidad de 1045m. a) Sección sísmica antes del procesamiento. b) Sección sísmica procesada. . . . .	46
4-7. Picado del primer arribo en la sección sísmica pozo a pozo del campo Mallik. . . . .	47
4-8. Geometría de la adquisición sísmica VSP en el campo Mallik. a) Localización geográfica del pozo con geófonos y fuentes multioffset. b) Disposición de las fuentes zero-offset, multioffset y los receptores en el pozo. . . . .	48
4-9. Sísmica VSP sin procesar del campo Mallik con todos los <i>offsets</i> y el <i>zero offset</i> a 22 m. . . . .	49
4-10. Zero-offset del registro sísmico VSP, en el campo Mallik, correspondiente a una distancia de 22 m del pozo receptor. Las ondas presentes en la sísmica son: Primer Arribo, Ondas Descendentes y Ondas Ascendentes . . . . .	50
4-11. Diagrama de flujo del procesamiento pre-apilado de la sísmica VSP <i>zero-offset</i> del campo Mallik. . . . .	52
4-12. Identificación del primer arribo de la sísmica VSP y características de diversas zonas de profundidad. . . . .	53
4-13. Picado de primeros arribos en la sísmica VSP <i>zero-offset</i> del campo Mallik, resaltado de color rojo . . . . .	54
5-1. Atenuación del registro de pozo (sónico), $Q_{pozo}^{-1}$ . a) Velocidad de la onda P ( $V_P$ ). b) Atenuación de la onda P. c) Velocidad de la onda S ( $V_S$ ). d) Atenuación de la onda S. . . . .	58
5-2. Espectro de amplitud y estimación de Q, por el método de relación espectral, para diferentes trazas de la sísmica pozo a pozo. . . . .	60
5-3. Frecuencia centroide y varianza de la sísmica pozo a pozo del campo Mallik. . . . .	61
5-4. Saturación de hidratos de gas, $1/Q$ y factor de atenuación ( $\alpha$ ) con relación a la profundidad de la sísmica pozo a pozo por el método frecuencia centroide. . . . .	63
5-5. $\tau$ para las trazas de la sísmica pozo a pozo del campo Mallik. . . . .	64

5-6. Saturación de hidratos de gas, $1/Q$ y factor de atenuación ( $\alpha$ ) versus profundidad de la sísmica pozo a pozo, del campo Mallik, por el método tiempo-incremento. . . . .	65
5-7. Espectro de amplitud de la ventana de tiempo de los primeros arribos y su respectiva relación espectral. . . . .	67
5-8. Saturación de hidratos de gas, $1/Q_p$ , y factor de atenuación $\alpha$ versus la profundidad por medio del método relación espectral para la sísmica VSP en el campo Mallik. . . . .	68
5-9. Frecuencia centroide y varianza de las trazas de la sísmica VSP. a) Traza a profundidad de 575 m. b) Traza a profundidad de 920 m. c) Traza a profundidad de 935 m. . . . .	69
5-10. Saturación de hidratos de gas, $1/Q_p$ y factor de atenuación ( $\alpha$ ) versus profundidad por el método frecuencia centroide para la sísmica VSP. . . . .	70
5-11. $\tau$ para trazas de la sísmica VSP. a) $\tau$ para la traza a profundidad de 575 m. b) $\tau$ para la traza a profundidad de 920 m. c) $\tau$ para la traza a profundidad de 935 m. . . . .	71
5-12. Saturación de hidratos de gas, inverso del factor de calidad ( $1/Q_p$ ) y factor de atenuación ( $\alpha$ ) versus profundidad por el método tiempo-incremento para la sísmica VSP. . . . .	71
5-13. Comparación del inverso del factor de calidad y factor de atenuación por el método Frecuencia Centroide (FE) y Tiempo-Incremento (TI) en la sísmica pozo a pozo. . . . .	73
5-14. Comparación valores del inverso del factor de calidad y factor de atenuación por el método Relación Espectral (RE), Frecuencia Centroide (FE) y Tiempo-Incremento (TI) para la sísmica VSP. . . . .	74
5-15. Distribución de la atenuación en la sísmica pozo a pozo. . . . .	75
5-16. Correlación de la atenuación, a diferentes anchos de banda de frecuencia, con la litología y el registro gamma ray. . . . .	76
5-17. Amplitud a diferentes frecuencias a lo largo de la zona de estudio. a) Saturación de hidratos de gas. b) Amplitud. c) Variación relativa de la amplitud. . . . .	77
5-18. Atenuación con la variación de la frecuencia. a) Saturación de hidratos de gas. b) Factor de atenuación en función de la amplitud. c) Inverso del factor de calidad. . . . .	78
5-19. Tomografía del cambio de amplitud y atenuación en función de la frecuencia. a) Tomografía de la amplitud. b) Tomografía de la atenuación. . . . .	79
6-1. Modelamiento de velocidades de onda de la zona A. a) Velocidad de las ondas en función de la saturación del hidrato de gas. b) $V_p/V_s$ en función de la saturación de agua. . . . .	82

<b>6-2.</b> Modelamiento de las velocidades de onda de la zona B. a) Velocidad de las ondas en función de la saturación del hidrato de gas. b) $V_p/V_s$ en función de la saturación de agua. . . . .	83
<b>6-3.</b> Modelamiento de las velocidades de onda de la zona C. a) Velocidad de las ondas en función de la saturación del hidrato de gas. b) $V_p/V_s$ en función de la saturación de agua. . . . .	84
<b>6-4.</b> Velocidad y atenuación de la onda compresional $p_1$ en función de la frecuencia en la zona A. a) $V_p$ . b) $1/Q_p$ . . . . .	86
<b>6-5.</b> Modelamiento 2D de la onda P en la zona A de Mallik. a) 0.001 s después de la activación de la fuente. b) 0.251 s después de la activación de la fuente. c) 0.501 s después de la activación de la fuente. . . . .	87
<b>6-6.</b> Velocidad y atenuación de la onda compresional $p_1$ en función de la frecuencia en la zona B. a) $V_p$ . b) $1/Q_p$ . . . . .	88
<b>6-7.</b> Modelamiento 2D de la onda P en la zona B de Mallik dividida en 6 capas. a) 0.001 s después de la activación de la fuente. b) 0.251 s después de la activación de la fuente. c) 0.501 s después de la activación de la fuente. . . . .	89
<b>6-8.</b> Velocidad y atenuación de la onda compresional $p_1$ en función de la frecuencia en la zona C. a) $V_p$ . b) $1/Q_p$ . . . . .	90
<b>6-9.</b> Modelamiento 2D de la onda P en la zona C de Mallik. a) 0.001 s después de la activación de la fuente. b) 0.251 s después de la activación de la fuente. c) 0.501 s después de la activación de la fuente. . . . .	91
<b>6-10.</b> Velocidad y atenuación de la onda de corte en función de la frecuencia en la zona A. a) $V_s$ . b) $1/Q_s$ . . . . .	92
<b>6-11.</b> Modelamiento 2D de la onda S en la zona A de Mallik. a) 0.001 s después de la activación de la fuente. b) 0.251 s después de la activación de la fuente. c) 0.501 s después de la activación de la fuente. . . . .	93
<b>6-12.</b> Velocidad y atenuación de la onda de corte en función de la frecuencia en la zona B. a) $V_s$ . b) $1/Q_s$ . . . . .	94
<b>6-13.</b> Modelamiento 2D de la onda S en la zona B de Mallik dividida en 6 capas. a) 0.001 s después de la activación de la fuente. b) 0.251 s después de la activación de la fuente. c) 0.501 s después de la activación de la fuente. . . . .	95
<b>6-14.</b> Velocidad y atenuación de la onda de corte en función de la frecuencia en la zona C. a) $V_s$ . b) $1/Q_s$ . . . . .	96
<b>6-15.</b> Modelamiento 2D de la onda S en la zona C de Mallik. a) 0.001 s después de la activación de la fuente. b) 0.251 s después de la activación de la fuente. c) 0.501 s después de la activación de la fuente. . . . .	97

# Lista de Tablas

<b>2-1.</b> Comparación de la densidad y poder calorífico de diferentes combustibles (Delgado, 2013) . . . . .	5
<b>3-1.</b> Espesores y profundidades de las zonas de interés en las Formaciones Mackenzie Bay y Kugmallit . . . . .	34
<b>4-1.</b> Parámetros para el procesamiento sísmico pozo a pozo . . . . .	44
<b>4-2.</b> Parámetros para el procesamiento sísmico VSP del campo Mallik . . . . .	51
<b>6-1.</b> Propiedades de la arenisca de cada una de las zonas en estudio. . . . .	80
<b>6-2.</b> Propiedades del hidrato de gas y agua contenida en los poros (Rubino, 2008). . . . .	80
<b>6-3.</b> Propiedades de las capas de la zona B para el modelamiento 2D. . . . .	88

# 1. Introducción

Los hidratos de gas son objeto de estudio científico, no solo debido al gran potencial energético y suministro de gas metano que representa, sino por la dificultad de exploración y explotación así como los riesgos operacionales, inestabilidad del subsuelo marino, atenuación, entre otros. Las reservas mundiales de gas metano varían entre  $1 \times 10^{15}$  y  $5 \times 10^{15}$  metros cúbicos (a presión y temperatura estándar), siendo estas reservas mayores que las reservas de gas natural convencional las cuales corresponden a  $44 \times 10^{13}$  metros cúbicos (Allison, 2008). Los hidratos de gas como fuente de energía promete gran poder energético, donde 1 pie cúbico de hidrato de gas es capaz de liberar 164 pies cúbicos de gas natural en superficie<sup>1</sup>. Las reservas de hidratos de gas pueden estar bajo zonas de permafrost o el lecho marino, siempre y cuando existan las condiciones ideales de altas presiones y bajas temperaturas.

El enfoque de este trabajo son los hidratos de gas ubicados en zonas de permafrost, especialmente en el Ártico. Es importante destacar que en la actualidad, la explotación de la zona de estudio no es de manera comercial sino con fines de investigación. Desde el descubrimiento del Campo Mallik, los estudios realizados presentaron varias dificultades, la principal fue el control de la temperatura durante la fase de perforación de los pozos, que causa inestabilidad del subsuelo debido a la disociación del hidrato. En la fase de exploración no se identifica un BSR (Bottom Simulating Reflector) en hidratos bajo capas de permafrost, lo cual impide la localización de este. Sin embargo, la presencia del hidrato de gas en el campo, produce atenuación de la onda, impidiendo la visualización de las características sísmicas, ya que hay una reducción de la amplitud de onda y generación de ruido. Es por esta razón que el estudio de la atenuación en este tipo de reservorios es primordial para la localización y caracterización del hidrato en zonas polares.

El objetivo general de esta investigación es modelar la atenuación de las ondas acústicas al viajar a través de estratos con hidratos de gas. Los objetivos específicos están orientados a (1) analizar las propiedades petrófísicas en zonas con y sin hidratos de gas, (2) determinar el factor de atenuación sísmica en los hidratos de gas con información de pozos y sísmica, y (3) modelar analíticamente y numéricamente la atenuación de las ondas con base a la información geofísica de zonas con hidratos de gas.

Para fines metodológicos este trabajo comprende diversos pasos para entender la atenuación

---

<sup>1</sup>ver: [www.eia.gov/todayinenergy](http://www.eia.gov/todayinenergy)



localizada en los hidratos de gas, del campo Mallik en Canadá. Herramientas como registros de pozos para identificar rangos de profundidades de interés, gráficos de dispersión para entender el comportamiento de variables petrofísicas, análisis sísmico que incluye el entendimiento de la adquisición y desarrollo del procesamiento sísmico por medio de programas especializados, estudio de la atenuación, y finalmente el modelamiento de ondas en zonas con y sin hidratos de gas, son útiles para el conocimiento de los hidratos de gas en Mallik. Los párrafos a continuación explican el desarrollo de este proceso en cada uno de los capítulos:

El capítulo 2, describe el marco teórico de los hidratos de gas incluida la historia, propiedades físicas y sísmicas de estos, la adquisición de la sísmica *Vertical Seismic Profile* (VSP) y pozo a pozo o *crosswell* con su respectivo procesamiento y finalmente la sección de atenuación sísmica.

El capítulo 3, desarrolla el marco geológico de la zona de estudio, donde incluye una breve descripción de las formaciones que forman parte de la Cuenca Bahía Beaufort-Mackenzie con sus respectivas rocas fuente, reservorio y el estado de los hidratos de gas en el yacimiento, analizado por medio de un diagrama de fases. Además, incluye la realización de cálculos petrofísicos por medio de registros de pozos, e involucra las constantes elásticas (módulo de cizalla y compresibilidad) y comportamiento por la presencia del hidrato de gas.

El capítulo 4 describe la adquisición y procesamiento de la sísmica VSP y *crosswell*, en el que resalta el blanqueamiento en las amplitudes producido por la presencia de hidratos de gas, y explica los tipos de ondas no deseadas en sísmicas no comunes como la sísmica *crosswell*.

El capítulo 5 presenta el análisis del comportamiento de la atenuación con respecto a otras propiedades como la permeabilidad, saturación del hidrato y velocidades de la onda P y S. Explica las ecuaciones y metodología requerida para el cálculo de la atenuación de las zonas con hidratos de gas por medio de 3 métodos. Por último, expone gráficos de distribución de la atenuación en el rango de los hidratos de gas en el que se adquirió la sísmica *crosswell* y comparación de los valores de atenuación en las sísmicas y registro sísmico.

El capítulo 6 expone el modelamiento analítico 1D de las ondas acústicas con respecto a la frecuencia en la zona con hidratos de gas y muestra el modelamiento numérico 2D por diferencias finitas en modelos de dos capas, una con hidratos y la otra sin hidratos, con el fin de analizar la influencia del hidrato de gas en el comportamiento de las ondas acústicas.

Por último, el capítulo 7 muestra las conclusiones de cada una de las etapas del proceso de modelamiento de ondas en zonas con hidratos de gas y el autor da recomendaciones para estudios futuros.

## 2. Marco Teórico

### 2.1. Hidratos de gas

Esta sección describe una breve historia de los hidratos de gas, la razón por la cual los hidratos de gas son importantes, las propiedades de los hidratos, los tipos de distribución del hidrato con respecto a los sedimentos (distribución macro-estructural) y al espacio poral (distribución micro-estructural). Por último, explica las características sísmicas en la zona, las velocidades de onda S, P y la relación  $V_s/V_p$  que presenta debido a la presencia de hidratos de gas.

#### 2.1.1. Antecedentes en el estudio de los hidratos de gas

La historia de los hidratos de gas inicia en el año 1778, cuando Joseph Priestley obtuvo por equivocación hidrato de dióxido de azufre durante los trabajos de laboratorio (Boswell and Collet, 2015). En el año 1810 Humphrey Davy, químico de Cornwall en Inglaterra, identificó el cloro como un elemento químico. Davy y su asistente, Michael Faraday, continuaron estudiando el comportamiento del cloro en el laboratorio, así que decidieron mezclar este gas verde con agua y luego enfriarlo a temperaturas muy bajas. Ellos observaron cambios físicos en las sustancias pero ninguna de ellas perdió su identidad química, lo que obtuvieron fue un sólido que contenía átomos de cloro en una estructura cristalina de hielo y la llamaron hidrato de cloruro de cloro (Delgado, 2013). Más adelante otros tipos de cloruros fueron descubiertos, pero siguieron como curiosidades de laboratorio. En 1888, Paul Villard fue la primera persona en sintetizar en el laboratorio los hidrocarburos gaseosos en hidratos de gas (Delgado, 2013).

En los años 1930, los mineros de gas natural al rededor del mundo notaron la existencia de un material parecido al hielo que tapaba las tuberías de gas que eran expuestas a bajas temperaturas. Los científicos determinaron que este material no era hielo puro sino hielo atrapando el metano dentro de su estructura. En el año 1930 fue el descubrimiento del hidrato de metano en el campo de gas de Messoyakha en el oeste de Siberia (Boswell and Collet, 2015); este hallazgo fue de gran importancia porque registra la primera producción de hidratos de metano natural, así que un grupo de científicos, geólogos y químicos, empezaron a estudiar las condiciones naturales de formación de los hidratos de metano. De esta manera, los científicos encontraron que las capas de sedimento debajo del permafrost son

ricas en hidratos y empezaron a ser el objetivo en las expediciones y/o investigaciones. Es por esto que al poco tiempo descubren los hidratos de metano a gran profundidad debajo de la capa de permafrost en Alaska.

Basados en descubrimientos anteriores, entre los años 1982 y 1992, el servicio geológico y el Departamento Nacional de Energía y Tecnología de los Estados Unidos encontraron que los hidratos de gas pueden ser encontrados también en depósitos marinos costa afuera (“*Offshore*”) y estos pasaron de ser curiosidades de laboratorio a ser de gran importancia energética mundialmente. Alrededor del año 1995 India y Japón empezaron a liderar las investigaciones para la explotación segura y económica de los hidratos de gas hasta la actualidad.

### 2.1.2. Importancia de la explotación de los hidratos de gas

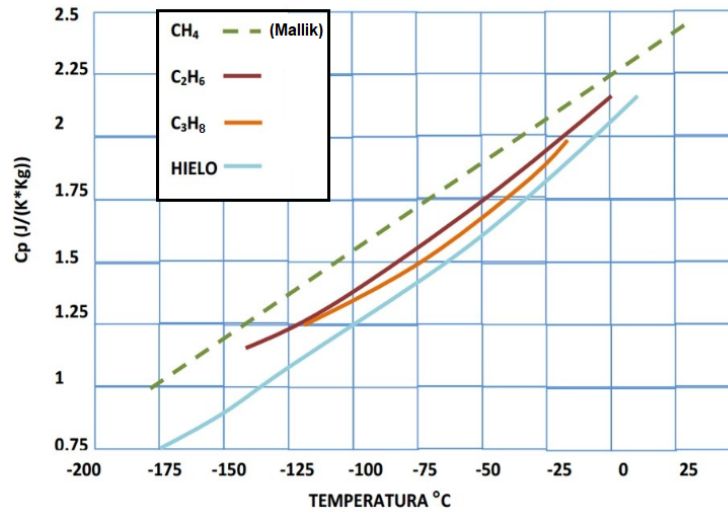
Los hidratos de gas son de gran importancia mundial, por su poder energético y las grandes reservas que existen, comparadas con otros combustibles fósiles. Según estimaciones energéticas, cada metro cúbico de hidrato de gas disociado, a presión y temperatura atmosférica, libera 164 metros cúbicos de gas y 0.8 metros cúbicos de agua líquida (Delgado, 2013). La Tabla 2-1 compara el poder calorífico, que es la cantidad de energía acumulada en un sistema por unidad de volumen o masa, de diferentes combustibles como metano, gas licuado de petróleo, hidrato de metano, hidrógeno líquido, gasolina, jet fuel, y gasóleo o diésel. Esta tabla, muestra que el combustible con mayor poder calorífico es la gasolina seguido del gasóleo o diésel. El hidrato de metano está dentro de los combustibles con mayor poder calorífico, además de tener una gran distribución de yacimientos en el mundo, lo que lo hace atractivo para la industria energética.

**Tabla 2-1.:** Comparación de la densidad y poder calorífico de diferentes combustibles (Delgado, 2013)

Combustible	Densidad (g/ml)	Poder calorífico (kJ/m <sup>3</sup> )
Gasolina	0.74	62.6x10 <sup>6</sup>
Gasóleo	0.78	37.1x10 <sup>6</sup>
Jet fuel	0.78	33.9x10 <sup>6</sup>
Gas licuado del petróleo	0.42	21.2x10 <sup>6</sup>
Hidrógeno líquido	0.07	8.5x10 <sup>6</sup>
Metano (Hidrato)	0.91	6.2x10 <sup>6</sup>
Metano (gas)	6.66x10 <sup>-4</sup>	37706

La Figura 2-1 muestra la comparación del poder calorífico de diferentes hidratos de gas (hidrato de metano, etano y propano) y el hielo a temperaturas bajo cero, donde el hidrato con mayor poder calorífico y estabilidad es el hidrato de metano (CH<sub>4</sub>, línea verde punteada

en la Figura 2-1), y es este tipo de hidrato el que está presente en el Campo Mallik. El hidrato de menor poder calorífico es el hidrato de propano ( $C_3H_8$ , línea naranja continua en la Figura 2-1) y el hidrato de etano ( $C_2H_6$ , línea café continua en la Figura 2-1) el cual tiene un poder calorífico muy cercano al hidrato de propano. El efecto en el poder calorífico debido al cambio de temperatura es el mismo tanto para los hidratos (metano, etano y propano) como para el hielo, es decir que a medida que la temperatura incrementa su poder calorífico incrementa y viceversa. Por lo tanto, el poder calorífico en los combustibles, y el hielo, tiene un comportamiento directamente proporcional con respecto a la temperatura (Figura 2-1).

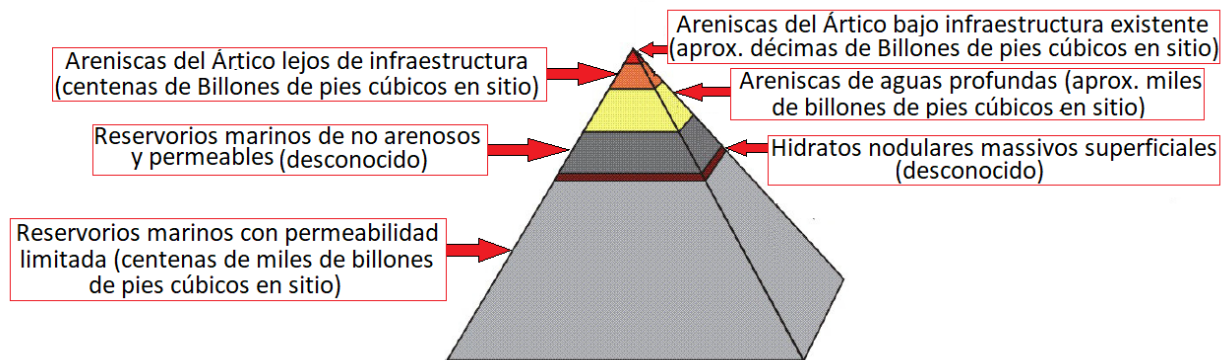


**Figura 2-1.:** Comparación del poder calorífico de los hidratos de metano, etano y propano, según variación de la temperatura (Makogon, 1997).

Los hidratos de gas son una fuente de energía no convencional porque son fuente de gas fósil (metano, etano, butano) dispuestas en reservorios y localizaciones diferentes a la convencional; por esta razón, Birchwood et al. (2010) plantea una pirámide de recursos de los hidratos de gas, en el que exhibe la distribución y facilidad de exploración del hidrato (Figura 2-2). El recurso más prometedor está en el tope y el recurso técnicamente más retador, ya sea por su localización y/o dificultad de explotación, permanece en la base de la pirámide (Birchwood et al., 2010). La distribución piramidal tiene en cuenta el recurso más próspero hasta el recurso con diversas complejidades de explotación, las areniscas del Ártico que cuenta con infraestructura ya existente, areniscas del Ártico lejos de cualquier clase de infraestructura para explotación, areniscas de aguas profundas, reservorios marinos no arenosos y permeables, hidratos nodulares masivos superficiales, y por último reservorios marinos con permeabilidad limitada (Allison, 2008).

La pirámide de la Figura 2-2 muestra que la mayoría de la distribución de los hidratos de

gas en el mundo, que aún faltan por estudiar y/o descubrir, son los reservorios marinos con permeabilidad limitada, mientras que los yacimientos de hidratos ubicados en el tope de la pirámide son el foco de investigaciones para descifrar la exploración y explotación de los hidratos que aún son desconocidos.



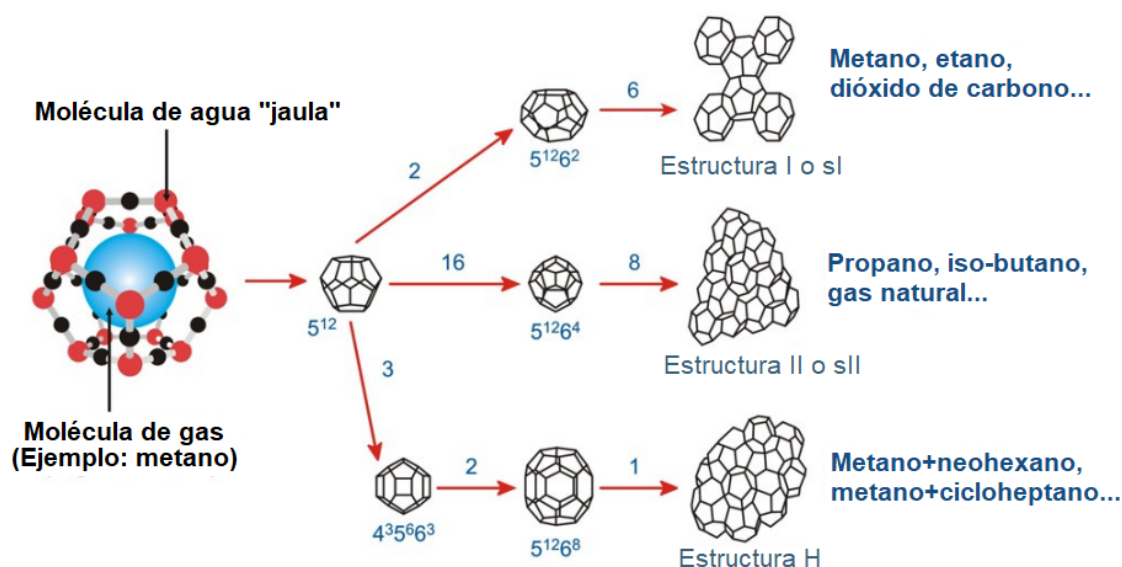
**Figura 2-2.:** Pirámide de recursos de hidratos de gas, modificado de Boswell and Collet (2015).

### 2.1.3. Propiedades de los hidratos de gas

Los hidratos de gas son compuestos cristalinos que micro-estructuralmente consisten en moléculas de agua, enlazadas por sus hidrógenos formando un arreglo en forma de jaula, donde el metano es la molécula huésped (Hardage and Roberts, 2006). Estas moléculas no forman enlaces químicos con la molécula anfitriona, sino que mantienen unidas su estructura física (Max, 2003). Los hidratos de gas se forman cuando están presentes las cantidades suficientes de gas y agua, en zonas de alta presión y baja temperatura (Birchwood et al., 2010). La estructura cristalina y distribución del hidrato en los sedimentos son características físicas que determina la petrofísica del subsuelo:

- **Tipos de hidratos de gas de acuerdo a la estructura del cristal:** Existen tres tipos principales de estructuras cristalinas que son I, II, y H y sus diferencias radican en que las moléculas de agua crean varias dimensiones geométricas para formar el caltrato. La Figura 2-3 muestra gráficamente las estructuras y las describe por el número de caras geométricas de cada tamaño. Esta figura muestra estructuras  $5^{12}6^2$ , lo cual significa que las moléculas anfitrionas formaron una estructura que compuesta de 5 lados (pentágono) 12 veces y 6 lados (hexágono) 2 veces solo para contener una molécula de gas, como es el caso de la **estructura I (o sI)**. Esta estructura es el tipo de estructura de los hidratos de gas en Mallik, la cual consiste en una estructura cúbica centrada formada especialmente con moléculas pequeñas de gas natural encontradas en océanos profundos (Uchida et al., 2005). **Estructura II (o sII)** presenta

configuración  $5^{12}6^4$  que significa que hay presencia de 5 lados (pentágono) 12 veces y 6 lados (hexágono) 4 veces solo para contener una molécula de gas y cada configuración conformará una arreglo de enrejado en forma de diamante dentro de una red cúbica; su formación ocurre cuando los hidrocarburos contienen moléculas más largas que el etano pero más pequeñas que el pentano (Lenz and Ojamäe, 2011). **Estructura H** es la estructura mas compleja debido a que tiene configuración  $4^35^66^3$  (3 cuadriláteros, 6 pentágonos y 3 hexágonos que contienen una molécula huésped), y  $5^{12}6^8$  (12 pentágonos y 8 hexágonos para contener una molécula huésped). La principal característica de la estructura es su red hexagonal y cavidades largas para contener moléculas de componentes similares a la nafta y gasolina (Lenz and Ojamäe, 2011).



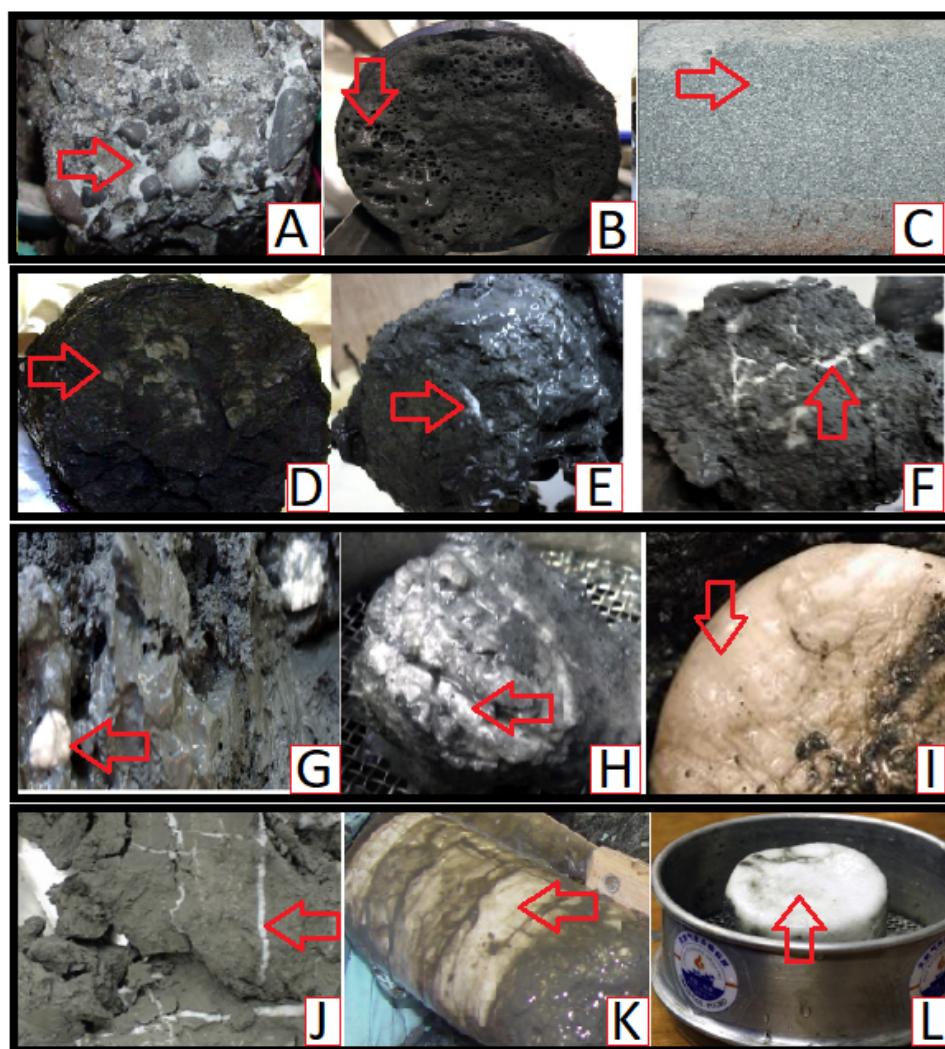
**Figura 2-3.:** Estructura del cristal del hidrato de gas. Estructura I, II y H, modificado de Collet et al. (2011).

Es importante resaltar que la Figura 2-3 presenta sobre cada una de las flechas rojas la cantidad de configuraciones que conforma una estructura total del caltrato. La estructura I (o sI) necesita dos configuraciones  $5^{12}$  y 6 configuraciones  $5^{12}6^2$ . Estructura II (o sII) requiere 16 configuraciones  $5^{12}$  y 8 configuraciones  $5^{12}6^4$ . Estructura H forma 3 configuraciones  $5^{12}$ , 2 configuraciones  $4^35^66^3$  y 1 configuración  $5^{12}6^8$ .

- **Distribución macro-estructural de sedimentos con contenido de hidratos de gas:** Existen diferentes distribuciones a nivel macro de los hidratos de gas en los sedimentos. Cada distribución depende de factores como el tamaño de grano, ambiente depositacional, porosidad y permeabilidad, entre otros. La Figura 2-4 exhibe varias macro-estructuras de la distribución del hidrato de gas en el sedimento. El hidrato de

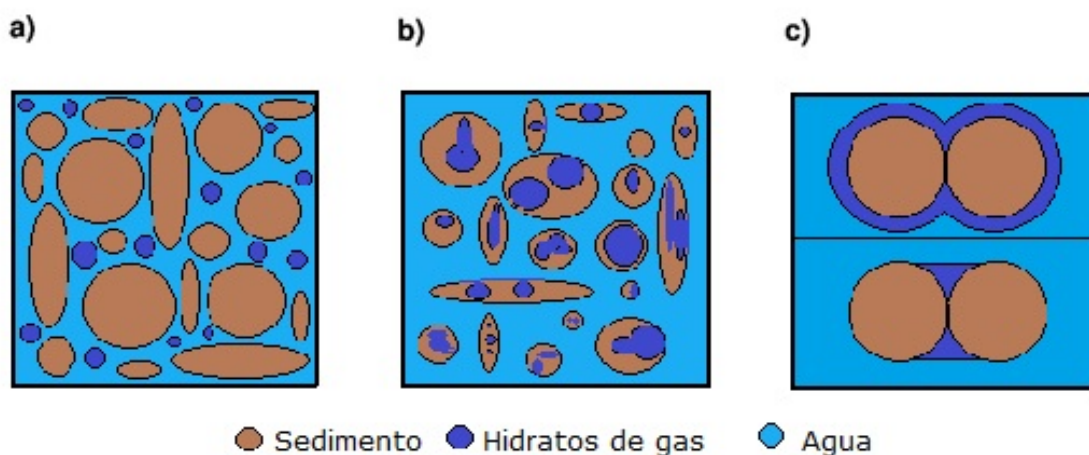


gas puede ocupar los espacios de poro en diferentes tipos de arenisca: grano grueso (Figura 2-4a), grano medio (Figura 2-4b), fino y marino (Figura 2-4c). Si existen fracturas permeables en una roca donde el hidrato puede alojarse como lo muestra la Figura 2-4d, e, f. Si la roca presenta venas delgadas en vez de fracturas entonces el caltrato podría alojarse allí también (Figura 2-4j). Otra forma de alojamiento del hidrato es que haya acumulación por medio de nódulos en la roca (Figura 2-4g, h, i) o lentes grandes y masivos en lodos (Figura 2-4k, l).



**Figura 2-4.:** Macro-estructura de distribución del hidrato de gas en la roca, modificado de Boswell and Collet (2015) y Sha et al. (2015). (a) Hidrato de gas en espacios de poro de areniscas de grano grueso, (b) medio, (c) fino y marino. (d), (e), y (f) Hidrato de gas en fracturas. (g), (h), y (i) Nódulos de hidrato de gas. (j) Venas delgadas de hidratos de gas en lodos. (k), y (l) Lentes grandes y masivos en lodos.

- **Distribución micro-estructural de sedimentos con contenido de hidratos de gas:** Trabajos realizados por Winters et al. (2004a) para la determinación microscópica de la distribución de los hidratos de gas en Mallik, establecieron tres modelos de distribución: (a) Los hidratos de gas están en el espacio poroso sin contacto granular y no afecta la rigidez del sedimento (Figura 2-5a), (b) los hidratos de gas hacen parte de la matriz de los sedimentos como un mineral que conforma el volumen bruto de la roca (Figura 2-5b), o (c) hacen parte de la cementación entre los granos, recubriendo y dando cohesión a los sedimentos, y también disminuye la porosidad de la roca (Figura 2-5c).



**Figura 2-5.:** Modelos de distribución microscópica de los hidratos de gas, según Winters et al. (2004a).

#### 2.1.4. Propiedades de la onda sísmica en los hidratos de gas

Diferentes modelos fueron propuestos para explicar el incremento de la velocidad de la onda acústica en estratos con hidratos de gas que indican que depende de la ubicación del hidrato en el sedimento o poro (Birchwood et al., 2010). En base a los modelos micro-estructurales, los hidratos de gas en Mallik son descritos por el modelo de la Figura 2-5b, donde los hidratos actúan como parte de los componentes minerales de la roca matriz, afectando la porosidad intergranular de la roca (Uchida et al., 2005).

Las velocidades sísmicas son propiedades importantes de las rocas y están influenciadas por el módulo de Young, que mide la resistencia de un material a ser comprimido (Yilmaz, 2008). Una característica singular de los estratos con hidratos de gas es el incremento en la velocidad de propagación de la onda P ( $V_p$ ), en comparación con la velocidad en un estrato sin hidratos de gas (Dvorkin and Uden, 2004). El material de relleno de los poros de la roca influye en el incremento de la velocidad, especialmente los hidratos de gas, los cuales incrementan también la resistencia a la deformación de la roca (módulo de compresibilidad). En cambio



la presencia de gas o agua libre en los poros, produce una disminución en la velocidad de la onda P (Dvorkin and Uden, 2004).

Las velocidades de propagación de las ondas P ( $V_p$ ) y ondas S ( $V_s$ ), tienen la misma respuesta en hidratos de gas, es decir, tienen incremento; pero la velocidad de propagación de la onda S es la mitad de la velocidad de propagación de la onda P. En caso de que gas y/o agua libre co-exista en los poros con los hidratos de gas, la velocidad de la onda S disminuirá (Uchida et al., 2005). El incremento de  $V_s$  es por la transferencia de la energía entre los hidratos de gas y los granos de roca, eso sólo ocurre si hay interacción con el medio por donde viaja la onda S (Guerin et al., 2005).

La relación  $V_p$ - $V_s$  es un indicador de la habilidad de la roca a resistir esfuerzos compresionales y de corte. El comportamiento de esta relación es dependiente de la composición litológica y contenido de fluidos (Yilmaz, 2008), por esta razón  $V_p$ - $V_s$  es clave durante la exploración de hidrocarburos, especialmente en hidratos de gas, debido a que en base a esta relación es posible analizar la distribución de los fluidos en una área determinada.

La consideración física que describe una reflexión sísmica es la Ley de Snell. Esta explica que parte de una onda sísmica sufre una reflexión mientras que el resto una refracción con una desviación de la dirección original, siguiendo la ecuación (Veeken, 2007):

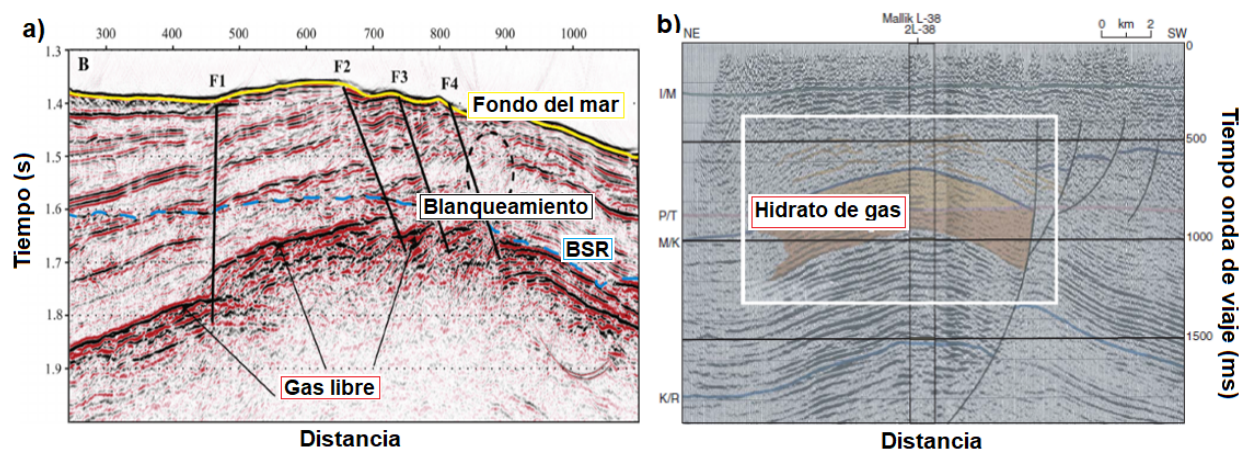
$$\sin \theta_1 v_1 = \sin \theta_2 v_2 \quad (2-1)$$

Donde  $v_1$  y  $v_2$  son velocidades del medio 1 y 2 respectivamente, y  $\theta$  es el ángulo de incidencia. Adicionalmente, la propagación de la onda cambia de un medio a otro cuando las propiedades elásticas de ésta son diferentes, especialmente cuando hay un contraste de velocidad y densidad ( $\rho$ ) de un medio a otro. Esto es descrito por la impedancia acústica, IA (Veeken, 2007):

$$IA = \rho \times v_p \quad (2-2)$$

Por tanto, el análisis de las reflexiones sísmicas son un indicador de la presencia de hidratos de gas, debido a que la presencia de los mismos produce un fuerte contraste de impedancia acústica entre la capa de hidrato de gas y capas adyacentes que usualmente contienen gas y/o agua libre. Por esta razón una reflexión de gran amplitud (Shankar, 2015) y polaridad reversa con respecto al lecho de mar (Shankar, 2015) hace presencia en los sismogramas. Esta clase de reflectores usualmente sigue el lecho marino paralelamente a ciento de pies por debajo, denominado *Bottom simulator reflector* (BSR), y es una característica de la base de la capa de hidratos de gas (Max, 2003). El BSR también puede presentar discontinuidades en varios puntos brillantes de altas amplitudes alineadas al lecho marino, como lo indica la Figura 2-6a. Sin embargo, la ausencia de un BSR no descarta la presencia de capas con hidratos (Allison, 2008). Este es el caso de Mallik (Figura 2-6b), debido a que dentro del

espacio poral no ocupado por el hidrato de gas presencia saturación de agua de formación, y las condiciones del reservorio no permite la generación de la capa de gas libre, entonces la fase de transición de bajas a medias amplitudes no son observables en la sísmica.



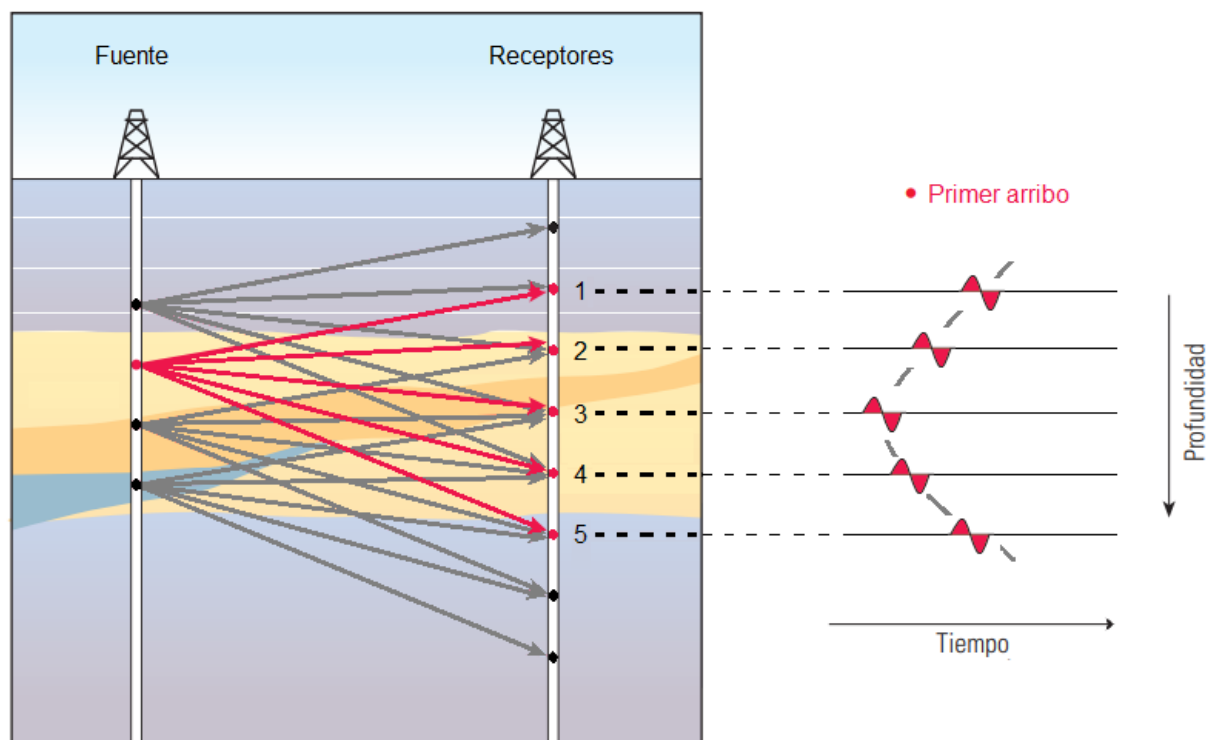
**Figura 2-6.:** Línea sísmica interpretada de dos (2) reservorios diferentes con contenido de hidratos de gas. a) Reservorio de Krishnae Godavari (India) cuyo BSR está presente (línea azul). b) Reservorio de Mallik (Canadá) que tiene contenido de hidratos con BSR no visible, modificado de Miller et al. (2005).

## 2.2. Sísmica pozo a pozo

La sísmica pozo a pozo ubica tanto fuentes como receptores a lo largo de dos pozos, uno de ellos con las correspondientes fuentes y el otro con los geófonos. Esta disposición tiene como objetivo estudiar y analizar el reservorio con alta resolución a frecuencias superiores de 400 Hz (Odoh and Obiegbu, 2006).

El primer arribo en una sísmica pozo a pozo tiene forma de hipérbola con eje focal vertical cuyo vértice corresponde a la localización del geófono correspondiente a la profundidad de visualización (primer arribo etiquetado como onda P en la Figura 2-8a). Además del primer arribo, existen ciertos tipos de onda no deseadas que pueden enmascarar la información real; estas son ondas tubulares que viajan a lo largo del pozo, generadas tanto en el pozo receptor como el pozo con las fuentes localizadas, y convertidas en fuertes ondas internas (o de cuerpo) que viajan en las rocas. Dichas ondas son importantes de identificar porque el procesamiento debe suprimirlas para evitar enmascaramiento de la información deseada.

La Figura 2-8a exhibe la clasificación de las ondas tubulares como ondas PT, P, TP, TPT. Las ondas TP (Ondas resaltadas de rojo en la Figura 2-8b) son ondas tubulares que viajan

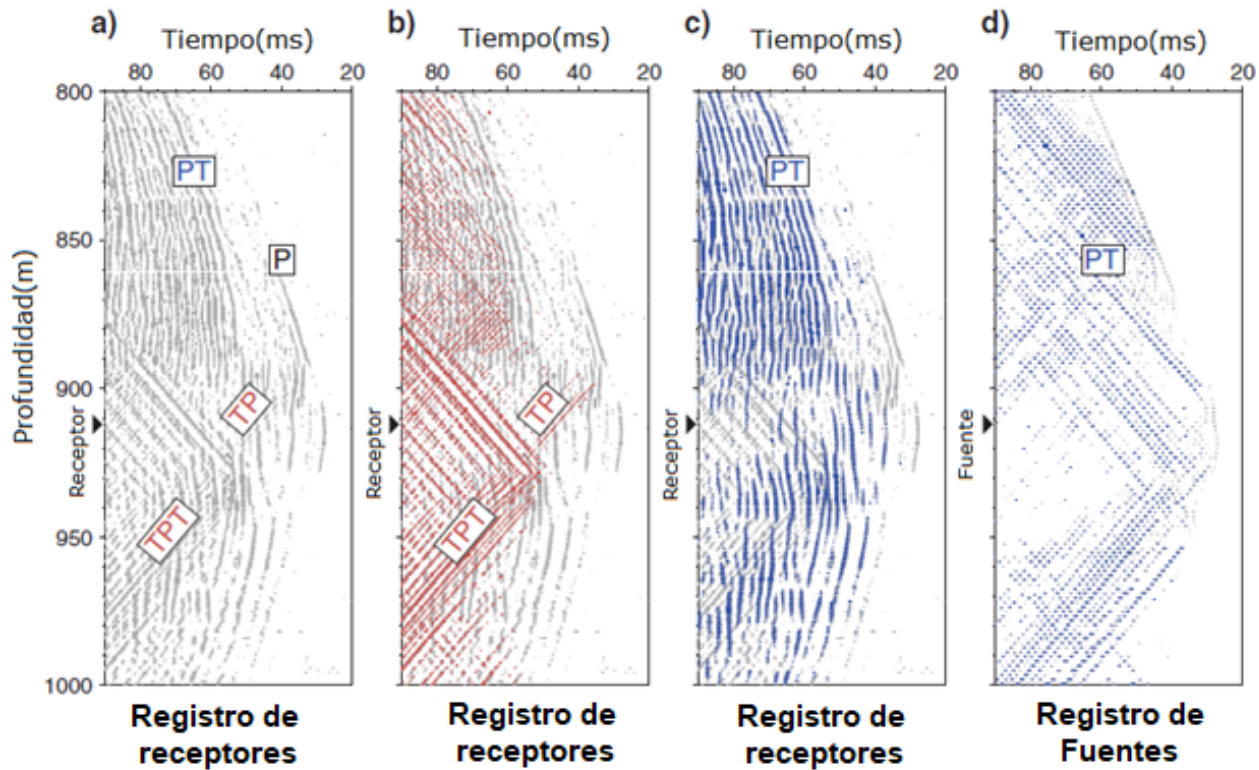


**Figura 2-7.:** Diagrama de rayos de la sísmica pozo a pozo, donde las localizaciones de las fuentes están a lo largo de un pozo y los receptores en el otro, modificado de Blackburn et al. (2008).

en el pozo fuente y son radiadas al pozo receptor como ondas P (Bauer et al., 2005). Las ondas PT (Ondas resaltadas de azul en la Figura 2-8c) son ondas P que viajan hasta el pozo receptor, para luego cambiar allí a ondas tubulares (Bauer et al., 2005). Las ondas TPT (Ondas resaltadas de rojo, en la parte inferior izquierda, en la Figura 2-8b) son ondas P que viajan como ondas de tubería tanto en el pozo fuente como en el receptor (Bauer et al., 2005), estas ondas aparecen principalmente en la zona profunda de la adquisición. Finalmente, en la Figura 2-8d muestra las ondas tubulares presentes al observarse el registro de fuentes. La Figura 2-8d resalta de color azul las ondas no deseadas identificadas en el dominio de las fuentes como son las ondas PT, que al igual que en el dominio de los receptores son ondas P convertidas a ondas tubulares.

La mayoría de los rayos de las ondas planas entre pozos viajan sin reflexión, debido a que forman un ángulo grande con respecto a las interfaces de las formaciones (Blackburn et al., 2008). Este tipo de sísmica no contiene información de reflexiones de las capas de las formaciones, por lo tanto esta información no es conocida por medio de la sísmica entre pozos; sin embargo, su uso es generar un estudio detallado de alguna propiedad, por ejemplo las velocidades del reservorio y como en este caso, la atenuación por presencia de hidratos o

caltratos.

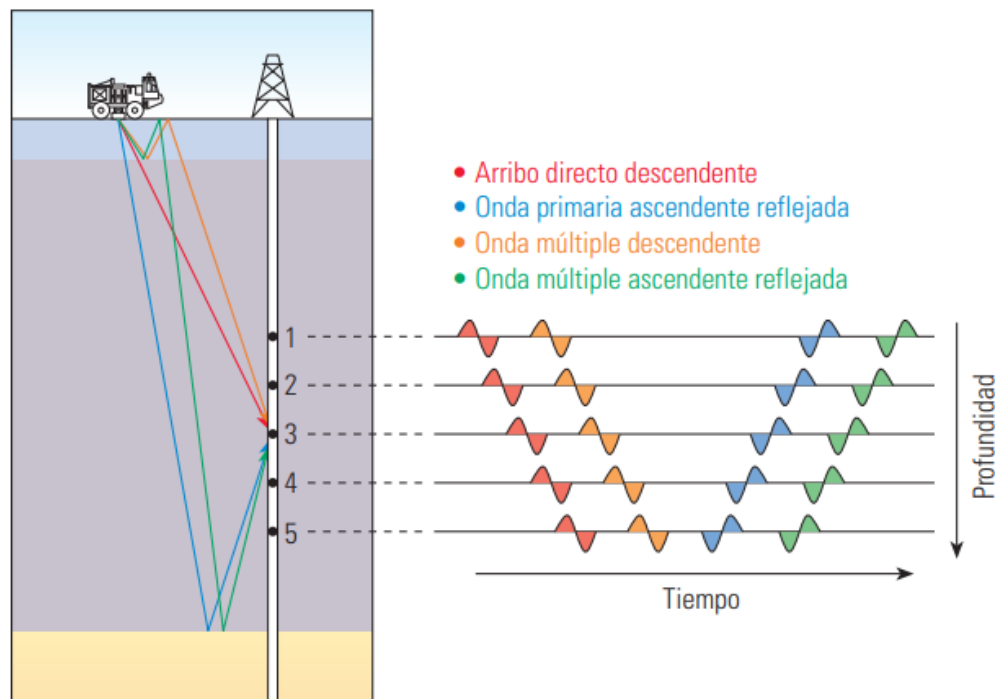


**Figura 2-8.:** Tipos de ondas identificadas en la sísmica de pozo a pozo, modificado de Bauer et al. (2005). a) Ondas P, PT, TP y TPT en el registro de receptores. b) Ondas TP y TPT en el registro de receptores. c) Ondas PT en el registro de receptores. d) Ondas PT en el registro de fuentes.

### 2.3. Sísmica VSP (Vertical Seismic Profile)

La sísmica VSP consiste en localizar las fuentes en superficie y los receptores a lo largo de un pozo. Los geófonos, en esta disposición, registran la onda emitida por la fuente en superficie que viaja por las formaciones hasta cada profundidad de localización de los receptores. En estas profundidades los geófonos registran por profundidad, la onda directa, ondas descendentes y ascendentes. La onda directa es la primera onda que llega a los geófonos y dejando evidencia en el registro sísmico como una línea recta en diagonal que es más inclinada a medida que aumenta la profundidad (línea roja en la Figura 2-9). Las ondas descendentes, son aquellas ondas que llegan después de las ondas directas, son líneas rectas en diagonal que se localizan después de la onda directa, en los registros sísmicos, y usualmente son ondas que inciden al pasar de una formación a otra o que contiene múltiples (línea amarilla en la Figura 2-9). Las ondas descendentes identifican las múltiples de los primero arribos y así incrementa

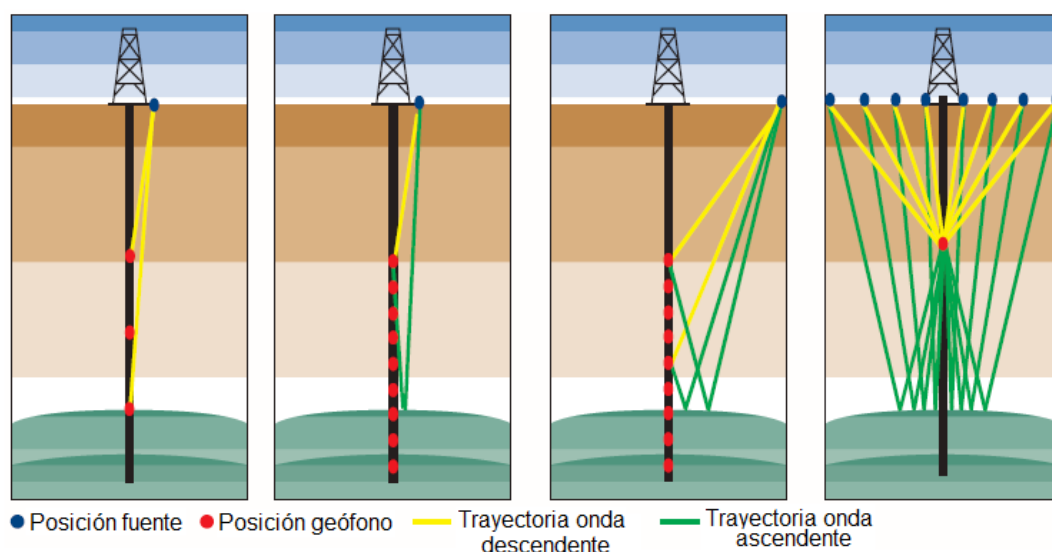
la credibilidad de la información sísmica (Blackburn et al., 2008). Los geófonos registran las ondas ascendentes seguidas de las ondas descendentes, tienen un comportamiento diferente a las ondas anteriores porque a mayor profundidad entonces mayor es la pendiente de la gráfica (línea azul en la Figura 2-9, y las múltiples de las ondas ascendentes son de color verde en esta misma figura). El uso de las ondas ascendentes es generar imágenes de las capas del subsuelo debido a que contienen reflexiones de las formaciones (Blackburn et al., 2008). La sísmica VSP funciona muy bien para pozos verticales e inclinados pero no es efectivo para pozos horizontales (Bacon et al., 2007).



**Figura 2-9.:** Diagrama de rayos de la sísmica VSP y los tipos de ondas registradas en esta sísmica, ondas ascendentes y descendentes (Blackburn et al., 2008). Las ondas rojas indican la trayectoria y comportamiento en el registro sísmico del primer arribo, las ondas naranjas indican las ondas descendentes, las ondas azules representan las ondas ascendentes reflejadas y las ondas verdes son las ondas múltiples ascendentes reflejadas.

Existen diferentes tipos de adquisición sísmica VSP, como lo muestra la Figura 2-10, los cuales son: *checkshot*, *zero-offset*, *VSP offset*, y *walkaway*. *Checkshot* es el registro del tiempo de la onda directa (dirección descendente) sin reflexiones, a lo largo del trayecto entre fuentes y geófonos; este registro provee información de velocidades sísmicas alrededor del pozo. *Zero-offset* es el registro de las ondas ascendentes y descendentes cuando la fuente esta lo mas

cercano posible a la boca del pozo y los eventos son simétricos al primer arribo. *VSP Offset* es cuando la fuente esta a una distancia específica, diferente y mayor a la del *zero-offset*, de la boca del pozo. *Walkaway* es la sísmica con distancias de fuentes variables mientras los geófonos están ubicados siempre en el mismo pozo (este es el caso de estudio de este trabajo, capítulo 4).



**Figura 2-10.:** Tipos de adquisición VSP. (De izquierda a derecha) *Checkshot*, *Zero-offset*, *VSP Offset*, y *Walkaway*, modificado de Campbell et al. (2005). La trayectoria de rayos de color amarillo indica las ondas descendentes y la verde son las trayectorias de ondas ascendentes. Los puntos rojos indican la posición de los geófonos y los azules la posición de la fuente

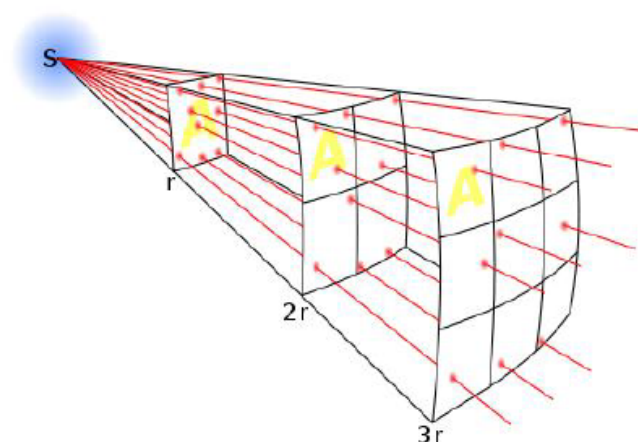
La sísmica VSP es efectiva para proveer información y los principales usos, según Campbell et al. (2005), son (1) medición directa de la atenuación y divergencia geométrica, (2) identificación de múltiples entre capas, (3) análisis de fase 2D de la sísmica superficial, (4) correlación de pozos e información sísmica, y (5) inversión de impedancia acústica.

## 2.4. Atenuación

La atenuación es el mecanismo de pérdida de energía involucrado cuando una onda sísmica viaja a través de un medio, incluyendo la matriz de la roca y fluidos dentro de sus poros (Dewagan et al., 2014). Los mecanismos físicos generan atenuación por divergencia esférica, *scattering* y atenuación intrínseca.



El término de divergencia esférica es cuando un frente de onda liberado por una fuente viaja radialmente a través del medio, por ende el área de propagación aumenta, y pierde energía con el incremento de la distancia. La Figura 2-11 muestra como una onda viaja esféricamente en un medio, desde la fuente S hacia diferentes distancias representadas como el radio  $r$  de la esfera, que va incrementando ( $r$ ,  $2r$ ,  $3r$ ).



**Figura 2-11.:** Divergencia esférica de una onda propagada radialmente desde la fuente S hacia diferentes distancias ( $r$ ,  $2r$ ,  $3r$ ) hasta llegar al receptor (Camacho, 2015).

El efecto en las ondas propagadas en medios heterogéneos con variaciones laterales del medio es la disminución de las amplitudes sísmicas, conocido como *scattering*. Si las heterogeneidades son cercanas a la longitud de onda, entonces el *scattering* será fuerte, pero si las heterogeneidades son muy pequeñas el *scattering* será débil (Badi, 2011).

Se conoce como absorción intrínseca a la pérdida de energía por procesos inelásticos o fricción interna durante la propagación de la onda (Bugejea, 2011). La característica de este tipo de atenuación es que a mayor frecuencia mayor la atenuación, para un factor de calidad ( $Q$ ) constante (Bugejea, 2011).

La atenuación por efectos inelásticos de la matriz de roca es causada por la disipación friccional debida a movimientos relativos en los límites del grano y/o superficies agrietadas. Los movimientos relativos en los límites del grano dependen de las condiciones superficiales de los granos y la temperatura es un factor influyente en la roca y sus fluidos, y en la atenuación. Cuando la temperatura está cerca a la temperatura de ebullición del fluido en los poros, la atenuación es alta (Chapman et al., 2016); sin embargo,  $Q$  normalmente es independiente de la temperatura cuando esta es relativamente baja con respecto al punto de fusión.

Esta atenuación puede ser descrita en términos de relajación térmica de los fluidos en los poros que la causan. En rocas totalmente saturadas, la atenuación es asociada a la relajación o compresibilidad del fluido en los poros (Zhang et al., 2017). La mayoría de los poros de las rocas están saturados, total o parcialmente, con algún tipo de fluido. Por esta razón, diferentes aspectos de la saturación del fluido como la clase de fluido, participan en el comportamiento de la atenuación.

La atenuación sísmica es usualmente medida por la forma adimensional  $Q$ , llamada factor de calidad y su recíproco ( $1/Q = Q^{-1}$ ) es la atenuación específica (Krauss, 2013).  $Q$  es definido con la expresión matemática (Krauss, 2013):

$$2\pi/Q = \Delta E/E, \quad (2-3)$$

La energía disipada por ciclo de una excitación armónica en cierto volumen es representada por  $\Delta E$ , y el pico de energía elástica en el sistema en ese mismo volumen es  $E$ . En trabajos matemáticos el factor de atenuación ( $\alpha = \pi/Q$ ) y el decremento logarítmico ( $\delta$ ) son usados para describir el factor de calidad ( $Q$ ) y/o atenuación específica ( $Q^{-1}$ ), los cuales la relación entre sí es mencionada a continuación, donde  $V$  es la velocidad y  $f$  la frecuencia (Krauss, 2013):

$$Q = \pi f / \alpha V = \pi / \delta, \quad (2-4)$$

La siguiente ecuación representa matemáticamente la atenuación,  $1/Q_t$  (Peláez and Montes, 2017):

$$\frac{1}{Q_t} = \frac{1}{Q_{sc}} + \frac{1}{Q_{in}}, \quad (2-5)$$

Donde  $1/Q_{sc}$  es la atenuación producida por *scattering*, causada por pequeñas heterogeneidades del medio (Krauss, 2013), y  $1/Q_{in}$  es la atenuación intrínseca. Recordando que la divergencia esférica, es la pérdida de amplitud debido a la propagación de la onda en un medio y siguiendo la ley de la conservación de la energía (Dewagan et al., 2014). La energía dispersada no es absorbida por la roca como calor, sino que presenta disminución de la velocidad y amplitud de la onda a medida que la frecuencia incrementa. Adicionalmente la atenuación intrínseca, es causada por fricción intergranular del medio donde la energía mecánica cambia a energía térmica (Dewagan et al., 2014), es decir que parte de la energía es transferida en calor, y es proporcional al número de oscilaciones de la ondícula, por lo tanto aumenta con la frecuencia, usualmente este mecanismo es de mayor proporción en áreas cercanas a fuentes sísmicas como terremotos, explosiones, etc. (Max, 2003).



## 2.5. Propagación de ondas elásticas en medios porosos saturados

Un medio poroso es un sólido con poros conectados entre sí, en el que el espacio poral está ocupado con uno o varios fluidos. En este caso la roca saturada de hidrato de gas es un medio poroso saturado. El primer modelamiento del Capítulo 6 es un modelo de las velocidades de onda con respecto a la saturación del hidrato planteado en trabajos de (Santos et al., 2004) en el cual utiliza como fases los medios de la roca, hielo y agua. También asume que los granos de la roca son esféricos, y están insertados en una matriz compuesta de inclusiones esféricas de agua en hielo. El módulo efectivo de compresibilidad ( $K$ ) y cizalla ( $\mu$ ) para este modelo sigue las siguientes ecuaciones (Zimmerman and King, 1986):

$$\frac{K}{K_m} = \frac{1 + [4\mu_m (K_i - K_m) / (3K_i + 4\mu_m)] c}{1 - [3 (K_i - K_m) / (3K_i + 4\mu_m)] c}, \quad (2-6)$$

$$\frac{\mu}{\mu_m} = \frac{(6K_m + 12\mu_m) \mu_i + (9K_m + 8\mu_m) [(1 - c) \mu_m + c\mu_i]}{(9K_m + 8\mu_m) \mu_m + (6K_m + 12\mu_m) [(1 - c) \mu_i + c\mu_m]} \quad (2-7)$$

Donde los superíndices  $i$  y  $m$  indican inclusión y matriz, respectivamente, y  $c$  es la concentración de la inclusión. La forma de aplicar las anteriores ecuaciones a el modelo permafrost es primero calcular cada módulo a una mezcla de hielo-agua, donde el hielo es la matriz y el agua es la inclusión. Después considera esta mezcla como medio homogéneo (matriz) donde los granos de roca están incluidos (inclusión) y calcula de nuevo los módulos elásticos. Por último utiliza las Ecuaciones 3-1 y 3-2 para obtener la velocidad de la onda P y S.

### 2.5.1. Teoría de Biot

Biot desarrolló una teoría general de la deformación y propagación de ondas elásticas en medios porosos saturados, teniendo en cuenta los conceptos de la mecánica del medio continuo y asumiendo que estos aplican a escala macroscópica. La teoría de Biot toma algunas consideraciones como que el sistema a estudiar es la matriz de roca con un fluido newtoniano, compresible y viscoso que ocupa el espacio poroso, donde las propiedades son isotrópicas, la matriz es elástica, y la porosidad es efectiva ( $\phi$ ) o interconectada.

Para empezar, el volumen de un sólido poroso con saturación de un fluido ( $\Omega$ ), debe ser más grande que su tamaño poral, pero mas pequeño que la longitud de onda presente al viajar una perturbación a través de este medio. El desplazamiento promedio de las partículas de una matriz sólida ( $\Omega$ ) es  $u^s(x, w) = (u_1^s, u_2^s, u_3^s)$  para una frecuencia angular  $w$  (equivale a trabajar en el dominio espacio-frecuencia), donde  $w = 2\pi f$ , y el desplazamiento promedio

de la fase fluida ( $\Omega$ ) es  $\tilde{u}^f(x, w)$ .

El siguiente vector representa el flujo relativo del fluido en el solido en términos de volumen por unidad de área de agregado:

$$u^f = \phi(\tilde{u}^f - u^s), \quad (2-8)$$

La tensión total, que involucra la parte sólida y el fluido, fue definida por Biot (1962) como un tensor ( $\sigma_{ij}$ ) donde  $p_f$  es el cambio de presión del fluido debido a la propagación de la onda, entonces:

$$\sigma_{ij} = \sigma_{ij}^s - \phi p_f \delta_{ij}. \quad (2-9)$$

El siguiente tensor lineal ( $\epsilon_{ij}(u^s)$ ) es el resultado de las deformaciones que sufre la fase sólida debido a la onda elástica que pasa por la roca:

$$\epsilon_{ij}(u^s) = \frac{1}{2} \left( \frac{\partial u_i^s}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j^s}{\partial x_i} \right). \quad (2-10)$$

Las relaciones constitutivas de la presión del fluido ( $p_f$ ) y tensión total ( $\sigma_{ij}$ ), Siguiendo las ecuaciones y trabajo realizado por Biot (1962), son de la siguiente manera:

$$\sigma_{ij}(u) = 2\mu\epsilon_{ij}(u^s) + \delta_{ij}(\lambda_c \nabla \cdot u^s - \alpha K_{av} \xi), \quad (2-11)$$

$$p_f(u) = -\alpha K_{av} \nabla \cdot u^s + K_{av} \xi, \quad (2-12)$$

En donde,  $\mu$  es el módulo de cizalla de la matriz porosa saturada, que se puede asumir igual al módulo de corte de la matriz sin fluido de acuerdo a las ecuaciones de Gassman (Dvorkin and Nur, 1996), y  $\xi$  es el gradiente de la cantidad de fluido en los poros ( $\xi = -\nabla \cdot u^f$ ).  $\lambda_c$  se rige por la siguiente ecuación:

$$\lambda_c = K_c - \frac{2}{\mathbb{E}}\mu, \quad (2-13)$$

Donde,  $K_c$  es el módulo de compresibilidad del medio poroso saturado por un fluido, considerando un sistema cerrado,  $\mathbb{E}$  es la dimensión Euclídea,  $\lambda_c$  y  $\mu$  son las constantes de Lamé de un sólido elástico.

Los coeficientes ( $\alpha$ ,  $K_{av}$  y  $K_c$ ) de las ecuaciones 2-11 y 2-12, según Gassman son:

$$\alpha = 1 - \frac{K_m}{k_s}\mu, \quad (2-14)$$

$$K_{av} = \left( \frac{\alpha - \phi}{K_s} + \frac{\phi}{K_s} \right)^{-1}, \quad (2-15)$$

$$K_c = K_m + \alpha^2 K_{av}, \quad (2-16)$$

Donde  $\alpha$  es el coeficiente de Biot o de esfuerzo efectivo.  $K_m$ ,  $K_s$  y  $K_f$  son el módulo de compresibilidad de la matriz seca, de los granos sólidos y del fluido saturante, respectivamente. Y finalmente el módulo de onda plana en un sistema cerrado,  $M_c$ , es:

$$M_c = \lambda_c + 2\mu, \quad (2-17)$$

- **Ecuaciones de movimiento y coeficientes viscodinámico:** Biot siguió estudiando la propagación de ondas elásticas en medios saturados con un fluido viscoso compresible y propuso las ecuaciones de movimiento a escala macroscópica. Las ecuaciones enfatizan que tanto el fluido como la roca tengan densidades comparables ( $\rho_f$  y  $\rho_s$ , respectivamente) y para esto la siguiente ecuación describe la densidad del sistema roca-fluido,  $\rho_b$ :

$$\rho_b = (1 - \phi)\rho_s + \phi\rho_f. \quad (2-18)$$

Para explicar lo anterior, las siguientes ecuaciones plantean una matriz de masa positiva ( $\mathcal{P}$ ) y una matriz no negativa ( $\mathcal{B}$ ) (Rubino, 2008):

$$\mathcal{P} = \begin{pmatrix} \rho_b I & \rho_f I \\ \rho_f I & g I \end{pmatrix}, \quad (2-19)$$

$$\mathcal{B} = \begin{pmatrix} 0I & 0I \\ 0I & bI \end{pmatrix}, \quad (2-20)$$

Donde  $I$  es la matriz identidad en  $\mathbb{R}^{\mathbb{E} \times \mathbb{E}}$ ,  $g$  es el parámetro de acoplamiento de masa, que involucra los efectos inerciales debido a las interacciones dinámicas de las fases sólida y fluida, y el parámetro  $b$  es el coeficiente de fricción viscosa.

El operador diferencial de segundo orden  $\mathcal{L}(u)$  es:

$$\mathcal{L}(u) = (\nabla \cdot \sigma(u), -\nabla p_f(u))^t, \quad (2-21)$$

las ecuaciones de movimiento de Biot (1962), sin presencia de fuerzas externas, son:

$$-w^2 \mathcal{P}u(x, w) + iw \mathcal{B}u(x, w) - \mathcal{L}(u(x, w)) = 0. \quad (2-22)$$

Los coeficientes viscodinámicos como el parámetro de fricción viscosa ( $b$ ) y acoplamiento de masa ( $g$ ) en función de la frecuencia ( $w$ ) según Biot (1962) son:

$$b(w) = Re \left( \frac{\eta}{K_d(w)} \right), \quad (2-23)$$

$$g(w) = \frac{1}{w} Im \left( \frac{\eta}{K_d(w)} \right), \quad (2-24)$$

Donde  $\eta$  es la viscosidad del fluido y  $K_d(w)$  es la permeabilidad dinámica en función de la frecuencia descrita a continuación según Biot (1987):

$$K_d(w) = k \left( \sqrt{1 + i \frac{4}{n_j} \frac{w}{w_j}} + i \frac{w}{w_j} \right)^{-1}, \quad (2-25)$$

Donde  $k$  es la permeabilidad absoluta de la roca y  $n_j$  es un parámetro relacionado con la permeabilidad, superficie, volumen poral y el factor de formación eléctrico. De acuerdo a los trabajos elaborados por Pride et al. (2004), en modelamientos numéricos  $n_j$  toma el valor de 8, para un modelo cilíndrico del espacio poroso, arenas y materiales no consolidados, y  $w_j$  es la frecuencia crítica, siendo la frecuencia cuando el espesor de la capa límite es del orden del radio poral. Los fluidos en esta capa son alterados por las fuerzas viscosas, mientras que aquellos fluidos lejanos de esta capa tienen un comportamiento ideal.

Las areniscas de Mallik tienen contenido de arcilla ( $V_{SH}$ ), y de acuerdo a Guerin and Goldberg (2005) esta área sigue el comportamiento del contenido de arcilla descrito por la siguiente ecuación:

$$V_{SH} = 0,8 - 0,6V_{HG} \quad (2-26)$$

Donde  $V_{HG}$  es el contenido de hidrato de gas en la roca. Cuando una arenisca tiene contenido de arcilla es necesario calcular el valor promedio de los tamaños de los granos minerales ( $D$ ) con la siguiente ecuación (Rubino, 2008):

$$\frac{1}{D} = \frac{V_{SH}}{d_{SH}} + \frac{(1 - V_{SH})}{d_{cuarzo}} \quad (2-27)$$

La estimación de la permeabilidad absoluta ( $k$ ) es por medio de la relación Kozeny-Carman (Ecuación 2-28) donde  $\phi_a^r$  es la porosidad absoluta reducida, que es el espacio poroso sin hidratos de gas,  $B_k$  es el factor geométrico y  $D$  es el tamaño medio de grano (Ecuación 2-27):

$$k = B_k \frac{(\phi_a^r)^3}{(1 - \phi_a^r)^2} D^2 \quad (2-28)$$

Pride et al. (2004) expresa la frecuencia critica ( $w_j$ ) como:

$$w_j = \frac{\eta}{\rho_f F k_o}, \quad (2-29)$$

En el cual  $F$  es el factor eléctrico de formación, cuando  $F$  no tiene un valor considerable entonces se usa la ley de Archie para su modelamiento:  $F = \phi^{-m}$ , donde  $m$  es el coeficiente de cementación que representa la distribución de la forma del grano en la muestra. Para arenas limpias  $m \approx 3/4$ , en arenas arcillosas  $m \approx 2$  y  $m \approx 1$  en rocas con porosidad por fracturas. Frecuencias por debajo de  $w_j$  suponen un movimiento laminar relativo del fluido en los poros, por lo tanto los coeficientes de acoplamiento de masa y fricción viscosa son independiente de la frecuencia.

- **Ecuaciones de las propiedades sísmicas en un medio poroso saturado:** La Ecuación 2-11 demuestra la homogeneidad al considerarse un medio Biot homogéneo:

$$\nabla \cdot \sigma(u) = M_c \nabla(\nabla \cdot u^s) + \alpha K_{av} \nabla(\nabla \cdot u^f) - \mu \nabla \times (\nabla \times u^s), \quad (2-30)$$

Al reemplazar la anterior ecuación y la Ecuación 2-12 en la Ecuación 2-22, resulta la ecuación de movimiento en medios homogéneos:

$$-w^2 \rho_b u^s - w^2 \rho_f u^f = M_c \nabla(\nabla \cdot u^s) + \alpha K_{av} \nabla(\nabla \cdot u^f) - \mu \nabla \times (\nabla \times u^s), \quad (2-31)$$

$$-w^2 \rho_f u^s - w^2 g u^f + i w b u^f = \alpha K_{av} \nabla(\nabla \cdot u^s) + K_{av} \nabla(\nabla \cdot u^f). \quad (2-32)$$

Consideremos una onda plana que producirá la siguiente respuesta en el material:

$$u^s = A e^{i(wt - \bar{k} \cdot \bar{r})} \check{u}_s, \quad (2-33)$$

$$u^f = B e^{i(wt - \bar{k} \cdot \bar{r})} \check{u}_f \quad (2-34)$$

Donde,  $\check{u}_s$  y  $\check{u}_f$  son vectores unitarios que polarizan la respuesta y  $\bar{r}$  indica el vector posición de la partícula que considera el volumen elemental del medio poroso saturado.  $\bar{k}$  es el vector de onda, denotado así:

$$\bar{k} = w s(w) \check{k}, \quad (2-35)$$

$s(w)$  es un escalar denominado *slowness* y  $\check{k}$  es un vector unitario en la dirección de propagación. El *slowness* tiene información de velocidad y atenuación de la onda, para observarlo se considera una onda que viaja en dirección del eje  $x$ :

$$u^s = A e^{w \text{Im}(s)x} e^{i w(t - \text{Re}(s)x)} \check{u}_s, \quad (2-36)$$

$$u^f = B e^{w \text{Im}(s)x} e^{i w(t - \text{Re}(s)x)} \check{u}_f, \quad (2-37)$$

La parte imaginaria del *slowness* controla el decaimiento exponencial de la amplitud de onda y es negativa para que la amplitud disminuya con la distancia. La parte real del *slowness* relaciona la velocidad así:

$$v(w) = \frac{1}{Re(s(w))}, \quad (2-38)$$

El factor de calidad en función del *slowness* es:

$$Q^{-1}(w) = -2 \frac{Im(s(w))}{Re(s(w))}, \quad (2-39)$$

El factor de calidad es una medida de elasticidad del medio, a mayor  $Q$  menor pérdida de energía y amplitud. Reemplazando las ecuaciones 2-33 y 2-34 para los desplazamientos en las ecuaciones de movimiento para medios homogéneos (Ecuación 2-31 y 2-32) y utilizando la expresión 2-35, surge el siguiente sistema de ecuaciones:

$$(-\rho_b \ddot{u}_s + M_c s^2 (\check{k} \cdot \ddot{u}_s) \check{k} - \mu s_w \check{k} \times (\check{k} \times \ddot{u}_s)) A + (-\rho_f \ddot{u}_f + \alpha K_{av} s^2 (\check{k} \cdot \ddot{u}_f) \check{k}) B = 0, \quad (2-40)$$

$$(-\rho_b \ddot{u}_s + \alpha K_{av} s^2 (\check{k} \cdot \ddot{u}_s) \check{k}) A + \left( -g \ddot{u}_f + \frac{ib}{w} \ddot{u}_f + K_{av} s^2 (\check{k} \cdot \ddot{u}_f) \check{k} \right) B = 0. \quad (2-41)$$

Existen distintas relaciones entre los vectores  $\check{k}$ ,  $\ddot{u}_s$  y  $\ddot{u}_f$ , dependiendo la clase de onda y no existen ondas planas que produzcan una respuesta mixta ( $\ddot{u}_s \neq \ddot{u}_f$ ). El material responde en sentido perpendicular a la dirección de propagación si una onda de corte lo atraviesa, así que  $\check{k} \cdot \ddot{u}_s = \check{k} \cdot \ddot{u}_f = 0$ . La onda longitudinal viaja en la dirección de la propagación, entonces  $\check{k} \cdot \ddot{u}_s = \check{k} \cdot \ddot{u}_f = 1$ , que genera un polinomio de segundo grado y dos raíces que corresponden a la velocidad de la onda compresional rápida y lenta.

El sistema de ecuaciones lineales de las Ecuaciones a continuación, surgen de reemplazar los vectores  $\ddot{u}_s$ ,  $\ddot{u}_f$  y el vector unitario  $\check{k}$  en las Ecuaciones 2-40 y 2-40:

$$(\rho - \mu s^2) A + \rho_f B = 0, \quad (2-42)$$

$$\rho_f A + \left( g - \frac{ib}{w} \right) B = 0 \quad (2-43)$$

Las anteriores ecuaciones deben tener cero como determinante para obtener un único valor para la lentitud de la onda de corte con la Ecuación 2-44. Es importante tener en cuenta que para una matriz elástica ( $\mu$ ) la parte imaginaria de la lentitud representa el

movimiento relativo entre el fluido y el sólido producido por la aceleración de la matriz sólida. En caso de que la frecuencia tienda a cero, en una matriz elástica, la velocidad de corte coincide con la velocidad de propagación de una onda de corte de una matriz elástica con densidad  $\rho_b$  y un módulo de corte parecido al de la matriz seca.

$$s(w) = \left( \frac{1}{\mu} \left( \rho_b - \frac{\rho_f^2}{g - ib/w} \right) \right)^{\frac{1}{2}} \quad (2-44)$$

Con el fin de entender la propagación de las ondas compresionales en medios porosos saturados surgen las siguientes ecuaciones que provienen de reemplazar los vectores unitarios  $\check{k}$ ,  $\check{u}_s$  y  $\check{u}_f$  en las Ecuaciones 2-40 y 2-40.

$$(-\rho_b + M_c s^2)A + (-\rho_f + \alpha K_{av} s^2)B = 0, \quad (2-45)$$

$$(-\rho_f + \alpha K_{av} s^2)A + (K_{av} s^2 - g + \frac{ib}{w})B = 0, \quad (2-46)$$

Para estimar los posibles valores a la lentitud de la onda compresional, esta debe satisfacer la Ecuación 2-47, en los que a, b y c sean valores diferente de cero (0), por lo tanto el determinante de la matriz que se asocia al sistema de ecuaciones se debe anular, es decir, que las soluciones al sistema de ecuaciones debe ser diferente a la solución trivial, para no obtener soluciones no deseadas del sistema de ecuaciones. Las soluciones al sistema de ecuaciones tiene que ser diferente de cero (0).

$$as^4 + bs^2 + c = 0, \quad (2-47)$$

Donde cada término de la anterior ecuación proviene de las siguientes relaciones:

$$a = K_{av}(M_c - \alpha^2 K_{av}), \quad (2-48)$$

$$b = -\rho_b K_{av} - M_c g + \frac{M_c ib}{w} + 2\rho_f \alpha K_{av}, \quad (2-49)$$

$$c = \rho_b g - \frac{\rho_b ib}{w} - \rho_f^2 \quad (2-50)$$

Finalmente, la Ecuación 2-51 expresa la ecuación de la lentitud de la onda compresional, donde existen dos posibles respuestas para  $s^2$ , y  $\gamma$  equivale a  $\gamma = -b/2a$ . Sin embargo,

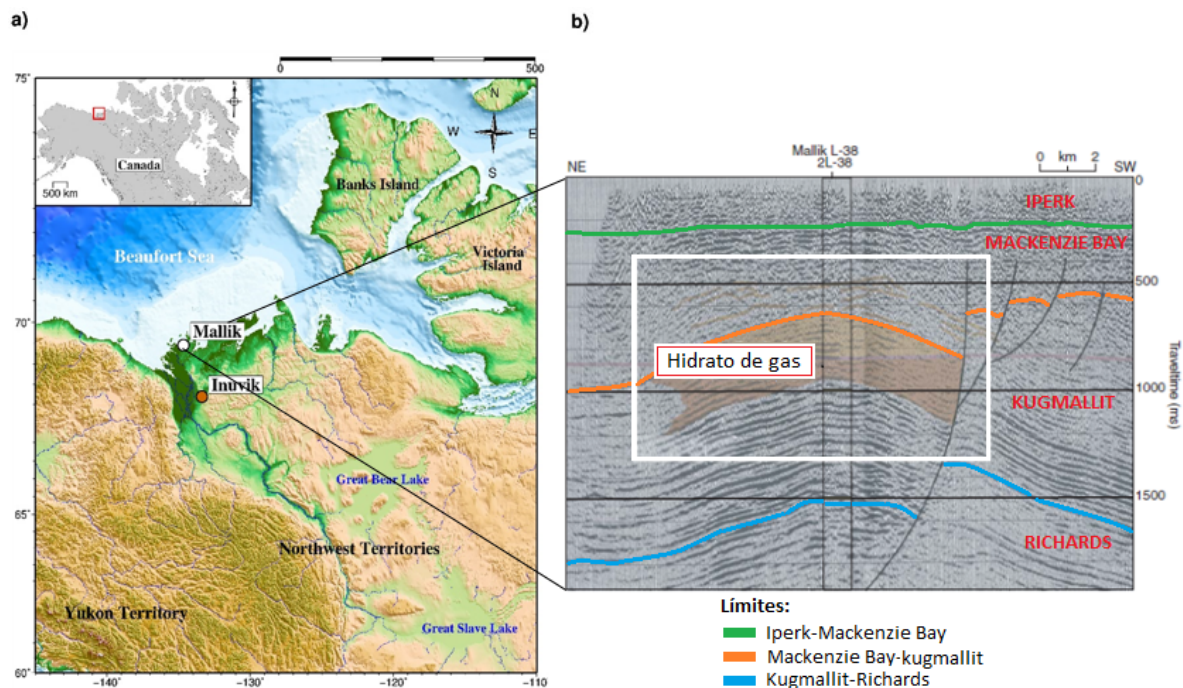
de las soluciones de  $s$  son sólo físicamente aceptable la parte imaginaria negativa (Pinto, 2016).

$$s(w)^2 = \gamma^2 \pm \sqrt{\gamma^2 - \frac{\rho_b g - \rho_b i b / w - \rho_f^2}{K_{av}(M_c - \alpha^2 K_{av})}}, \quad (2-51)$$



### 3. Marco Geológico

La zona en estudio está al Noroccidente del Continente Americano en la costa del mar Beaufort en Canadá. La Figura 3-1a ubica el Campo Mallik, junto con la población más cercana llamada Inuvik, al suroeste de Mallik. La Figura 3-1b muestra la sección migrada en dirección NE-SW del Campo Mallik, en el que resalta un anticlinal con un sistema de fallas normales al suroccidente, y en las formaciones identificadas que hacen parte de la trampa de hidratos de gas (Schmitt et al., 2005).

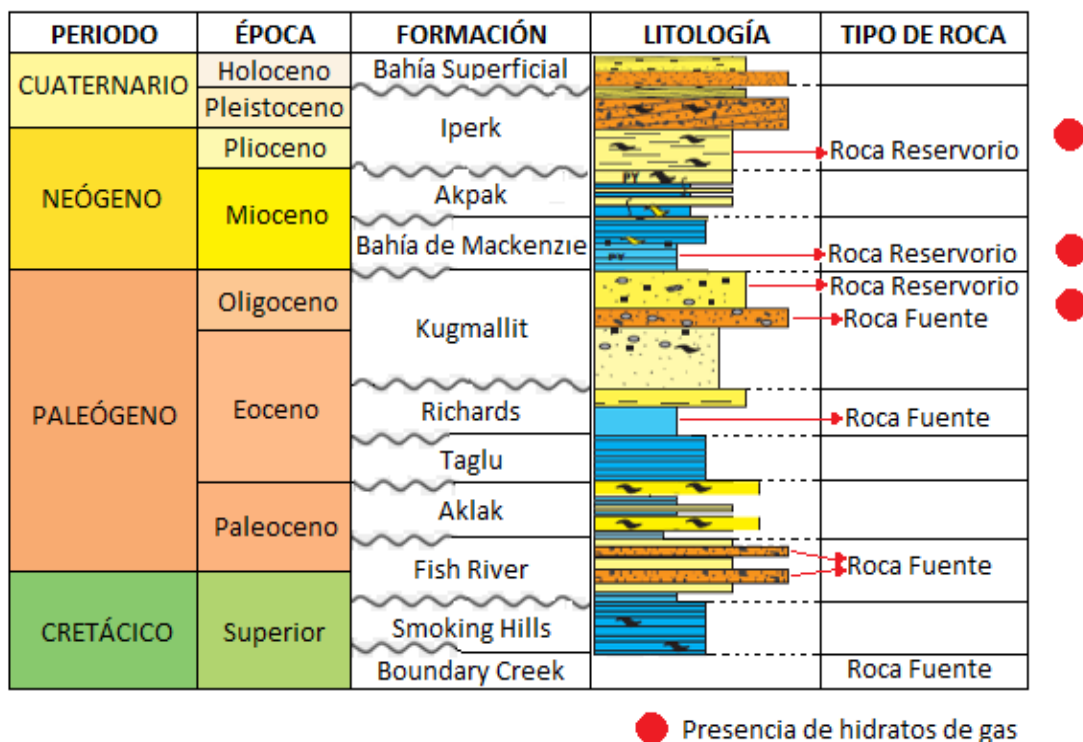


**Figura 3-1.:** Localización de la zona de estudio, Mallik; a) Localización geográfica del Campo Mallik en Canadá; b) perfil sísmico de Campo Mallik en dirección NE-SW. Perfil sísmico modificado de Miller *et al.*, 2005.

Los hidratos usualmente se almacenan en condiciones de baja temperatura y alta presión, y en el caso del Campo Mallik el hidrato de gas yace bajo zonas de permafrost en el Delta de Mackenzie, cuya extensión es de 210 km en longitud y 13.500 km<sup>2</sup> en área (Saison, 2010). Los estratos de hidratos de gas están debajo de 70-900 metros de permafrost (Osadetz et al., 2005), en sedimentos Cretácicos y Terciarios no consolidados o pobremente consolidados.

### 3.1. Cuenca de la Bahía Beaufort-Mackenzie en la zona de estudio

La Cuenca de la Bahía Beaufort-Mackenzie es de margen continental Ártico, pasivo y con presencia de fallas complejas, y caracterizada por la progradación de un delta aluvial. La extensión de la cuenca va desde el límite de hielo permanente al Sur en el mar Beaufort (71°N) hasta el tope del actual Delta de Mackenzie (68°N) y, del Oeste al Este, desde la frontera entre Alaska y Yukon (141°W) hasta el Golfo Amundsen (127°E) y se extiende a ambos lados de la frontera entre los Territorios Noroccidentales y el Yukon (Saison, 2010). Esta cuenca comprende formaciones que presentan buenas características como de fuente y reservorio. La columna sedimentaria con la secuencia de la Cuenca la muestra la Figura 3-2.



**Figura 3-2.:** Columna estratigráfica de la Cuenca de la Bahía de Beaufort-Mackenzie, modificado de Osadetz et al. (2005). Las líneas líneas curvas entre las formaciones representan las inconformidades geológicas a lo largo de la columna estratigráfica en las secuencias que las contiene.

La Formación Smoking Hills de edad Cretáceo Superior, consiste en intercalaciones de arcillas ricas en materia orgánica con capas delgadas de bentonita. Ésta secuencia presenta depósitos de ambientes de régimen de baja energía, anóxico, y en la plataforma exterior, donde la actividad volcánica es frecuente. Es usual encontrar valores de carbón orgánico

(TOC) de 4-6 % a lo largo de esta secuencia. La historia depositacional de esta formación fue interrumpida por pulsos terrestres y transgresión marina; las principales características de esta formación son las bajas tasas de sedimentación y corrientes lentas en la base (Saison, 2010).

La Formación Fish River pertenece al Maastrichtiano tardío-Paleoceno, presenta contactos superior e inferior abruptos y erosionados. Considerable parte de esta formación está erosionada, al Sur del Delta de Mackenzie y extremo Suroccidental de la Península Tuktoyaktuk, del Paleoceno medio. La parte inferior con contenido de arcillas con una unidad elástica de cuarzo local (Miembro Cuesta Creek) tiene presencia al Norte de Yukon. El estrato del Miembro Cuesta Creek consiste de intercalaciones de conglomerado y arenisca en la parte superior de la secuencia y arcillas en la base (Saison, 2010).

La Formación Aklak corresponde del Paleoceno Superior al Eoceno Inferior. La litología del estrato la conforman intercalaciones de arenisca, limolita y arcillas, con algunas áreas con contenido abundante de capas de carbón (Osadetz et al., 2005). El estrato conocido de la Formación Aklak contiene sedimentos del prodelta/continental y facies del frente a la planicie del delta y su TOC está entre 20 y 43 %, de acuerdo con la evaluación de algunas muestras (Saison, 2010).

La Formación Taglu es del Eoceno Temprano al Eoceno Medio y es una secuencia regresiva formada por una progradación, dominada por un delta aluvial (Saison, 2010). Presenta 3 ambientes depositacionales: sedimentos de agua profunda, prodelta/continental y deltaica, donde los sedimentos de aguas profundas y prodelta/continental son predominantemente arcillas ubicadas en la parte occidental de la cuenca. Contiene algunas de las principales areniscas reservorio de la cuenca y con truncamientos por la inconformidad del Mioceno Tardío; Los depósitos de Taglu fueron erosionados al Oriente del Mar Beaufort y aparentemente en partes del Oriente del Mar Alaska Beaufort (Osadetz et al., 2005). La Formación Taglu generó el petróleo y gas, especialmente las arcillas del prodelta (Saison, 2010).

La Formación Richards hace parte del Eoceno Medio a Eoceno Superior con muestras originadas del frente del Delta y facies del prodelta. La litología de la formación consiste en arcillas y areniscas que fueron altamente erosionadas así que estrato del frente del delta, prodelta y talud aún existen en la parte central de la cuenca (Saison, 2010). Los litotipos en la reconocida Secuencia Richards son arcilla y limolitas; sin embargo, espesor local de areniscas y algunas capas de conglomerados están intercalados dentro de la sucesión de arcilla bajo el Delta de Mackenzie (Saison, 2010).

La Formación Kugmallit del Oligoceno comprende depósitos de la planicie del delta y de la cuenca (Saison, 2010), está mejor desarrollada en la parte central de la Cuenca Beaufort-

Mackenzie y presenta erosión progresiva en el Oriente y Nororiente (Osadetz et al., 2005). El límite inferior es abrupto a lo largo de la Cuenca, este varía desde una inconformidad aparente a angular y el contacto superior es también abrupto, pero únicamente erosional en el área central de la plataforma (Osadetz et al., 2005). La formación está compuesta por areniscas y conglomerados, esas arenas son inmaduras mineralógica y texturalmente, de origen en terrenos sedimentarios, ígneos y metamórficos (Saison, 2010). La principal característica de esta formación es ser un reservorio de hidrocarburos prolífico.

La Formación Bahía de Mackenzie del Oligoceno Superior al Mioceno Medio, es una sucesión dominante de arcilla y la matriz consiste en depósitos continentales, talud y de cuenca. Una característica de esas arcillas es la abundancia de pirita, comúnmente en forma de tubos ramificados rectos y áreas donde las areniscas existen, son intercaladas con limolitas. Recuperaciones menores de hidrocarburos procedieron en las areniscas transgresivas basales de la formación; sin embargo, este potencial reservorio tiene distribución de calidad limitada y variable (Saison, 2010).

La Formación Akpak corresponde al Mioceno Medio a Superior, tiene un límite superior el cual es erosionado a lo largo de la cuenca, y la secuencia está truncada progresivamente en dirección al continente. El límite inferior es una inconformidad localmente erosionada a lo largo del margen paleo-continental y talud (Saison, 2010). La secuencia se contiene, predominantemente, intercalaciones de arcillas con unidades delgadas de limolita y areniscas en áreas exploradas, la arcilla es el tipo de roca dominante en configuraciones de aguas profundas, talud y plataforma, y hay zonas con estratificaciones delgadas en áreas de cuenca y comúnmente son difíciles de segregar de la estratificación de la Bahía de Mackenzie.

La Formación Iperk Corresponde al Plioceno y Pleistoceno Inferior, a lo largo del Sur y Suroccidente de la margen de la cuenca. Consiste predominantemente en areniscas débilmente consolidada e inconsolidadas y conglomerado. En áreas media y exterior de la plataforma, sucesiones verticales de estratos con intervalos basales de intercalaciones de arenisca y arcillas superpuestas por un intervalo dominante de arcilla y limo, cubierto a su vez de areniscas. La base es una inconformidad erosional que es trazada a lo largo de las Cuencas Beaufort-Mackenzie y Banks-Beaufort; esta formación es relativamente una cuña progradante inestructurada de sedimentos que forman la plataforma continental moderna y el talud (Saison, 2010).

La Formación Bahía Superficial pertenece al Pleistoceno Superior y Holoceno, consiste en una capa relativamente delgada (menor que 50m) de sedimentos siliclásticos sobre la mayor parte del área de Beaufort-Mackenzie y en otras áreas, es inseparable de la subyacente Formación Iperk (Saison, 2010), y la sucesión litológica, en general contiene una mezcla de grava, arena y lodo.

Las formaciones que son consideradas como potenciales roca fuente dentro del Campo Mallik son: el límite de las secuencias Creek/Smoking Hills, las arcillas de Fish River y del grupo Reindeer, la secuencia Richards y Kugmallit. Las secuencias del Cretáceo son ricas en contenido orgánico marino, mientras que las secuencias que corresponden la edad Terciaria contienen sedimentos deltaicos con material orgánico terrestre. Las formaciones de edad Terciaria tienen una maduración baja e intermedia a lo largo de la cuenca, sin embargo necesitan de poca energía para llegar con rapidez a la maduración térmica, como sucede durante la elevación y erosión entre las principales fases en la depositación deltaica. Las potenciales rocas fuentes en Mallik presenta Kerógeno tipo III, pobre en hidrógeno y rico en oxígeno. Secuencias del Cretácico presentan mayor TOC (*Total Organic Carbon*), usualmente entre 2.5 % a 10 %, y Unidades Terciarias de 1 % a 2 %, pero unidades con presencia de carbón tienen un TOC mayor que 20 % (Saison, 2010). Las formaciones que son rocas reservorios en Mallik son: Bahía de Mackenzie y Kugmallit. Esto lo confirman núcleos y análisis realizados a dichos núcleos, además por la producción de hidratos de gas provenientes de esas formaciones (Saison, 2010).

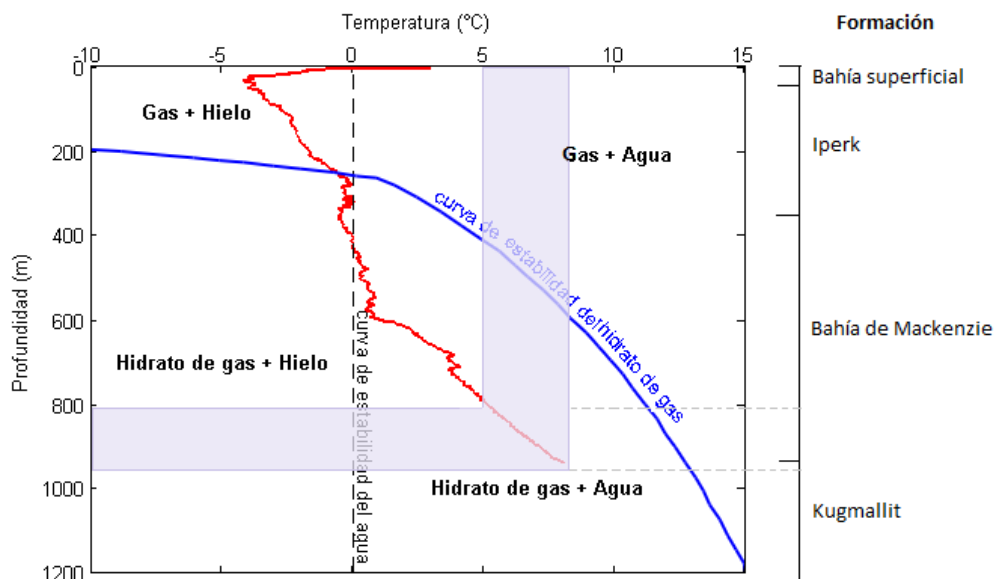
## 3.2. Campo Mallik

Este campo fue descubierto en 1972 con el pozo Mallik L-38 y en 1990 el servicio geológico de Canadá inició la evaluación de los hidratos en el mismo pozo (Dallimore, 2005). El Campo Mallik es una de las acumulaciones más concentradas de hidratos de gas en el mundo (Birchwood et al., 2010), razón por la cual este campo es objetivo de estudios científicos, con saturaciones de alrededor de 80 % en estratos de espesores de aproximadamente 110m, basados en registros de pozo y estudios de muestra de roca (Dallimore et al., 2005). Esta sección presenta el análisis de las propiedades litológicas del Campo Mallik, donde la información base es del pozo productor Mallik 5L-38, tales como registros eléctricos, reporte de observaciones de núcleos y publicaciones anteriores.

La estabilidad de los hidratos de gas lo dan la alta presión y baja temperatura. El gradiente de la presión hidrostática de poro en Mallik es de 9.795 KPa/m (Collet et al., 2005). La Figura **3-3** muestra la temperatura y el comportamiento del hidrato por medio de un diagrama de fases, con el registro DST superpuesto, allí la temperatura de la zona de interés supera la temperatura de estabilidad del agua (0 °C), por lo tanto presenta hidrato de gas y agua.

En las formaciones someras de Bahía Superficial e Iperk, la temperatura es menor a 0°C asociada a la gruesa capa de permafrost del campo, que alcanza hasta 600m de profundidad (Henninges et al., 2005). Las Formaciones Bahía de Mackenzie y Kugmallit están entre 800m y 1000m de profundidad y su temperatura está en un rango de 5 a 8°C. La Figura **3-3** identifica las fases y fluidos porales de Mallik en el que el hidrato de gas es compacto y el

agua satura los poros (Dallimore et al., 2005).



**Figura 3-3.:** Registro de temperatura, línea roja, superpuesto en el diagrama de fases de los hidratos de gas. Los límites de cada fase son dados por la curva de estabilidad de los hidratos de gas y del agua, línea azul y negra punteada respectivamente. Modificado de Dallimore and Collett (2005).

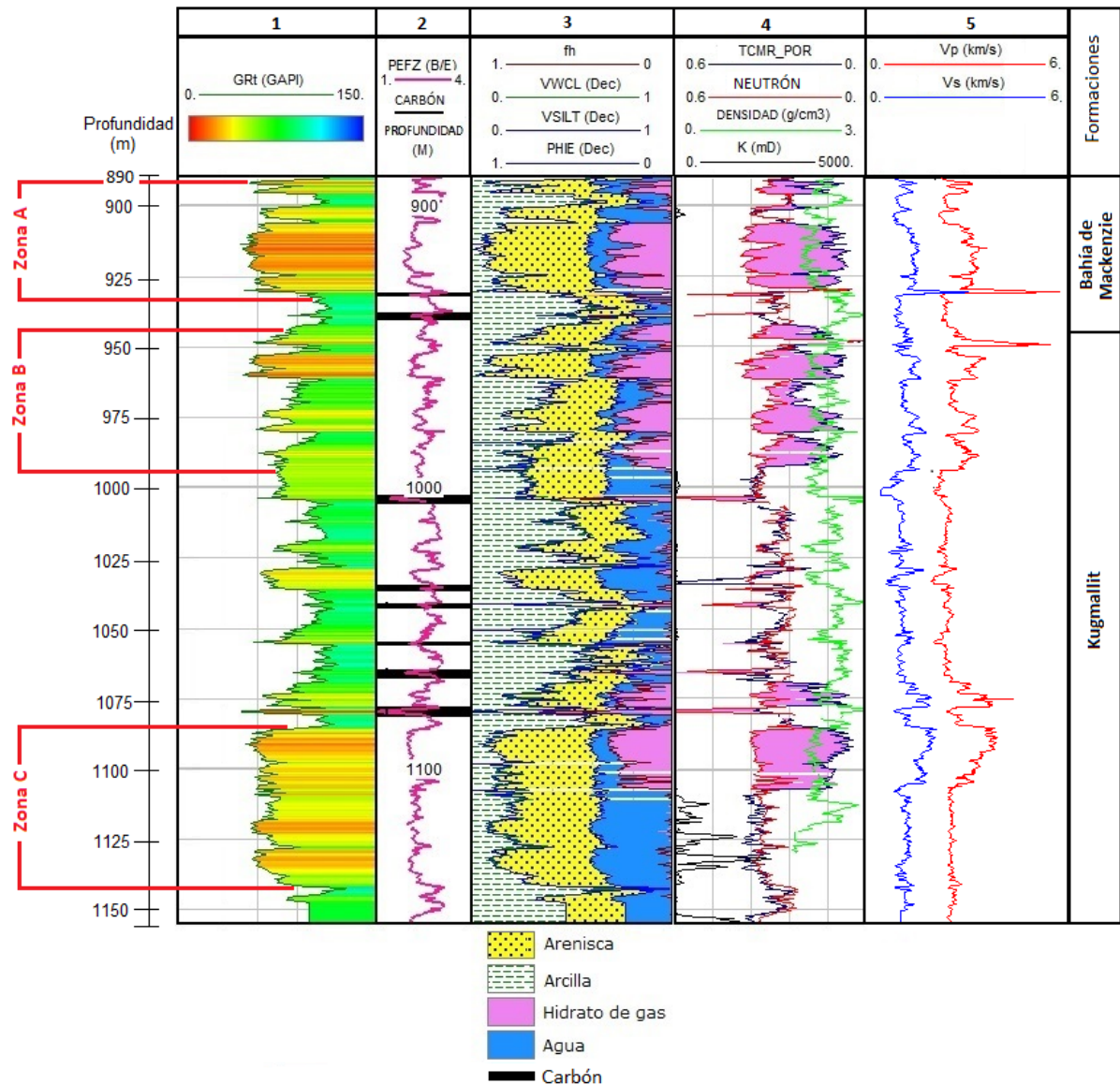
### 3.2.1. Registros de pozo

La Figura 3-4 presenta los registros del pozo Mallik 5L-38, donde el primer carril muestra los valores de gamma ray entre 60-120 gAPI; que representan las líneas límites de caracterización de arenas y arcillas, respectivamente. Con base a las líneas de arenas y arcillas se identifican 3 zonas de arenas con intercalaciones de arcillas (890.7m-930.6m; 942.2m-993.6m; 1085.9m-1140.9m), separadas por arcillas que actúan como sello entre zona y zona; esto lo resalta la escala de colores utilizada en el registro gamma ray, el cual los tonos amarillos y rojos representan mayor contenido de arena y los tonos azul y verde representan mayor contenido arcilloso.

A lo largo del pozo existen láminas de carbones cuya localización no es dentro de las zonas arenosas antes consideradas (930m; 940m; 1000m; 1030m; 1040m; 1055m; 1065m; 1075m), como lo muestra el segundo carril de la Figura 3-4, y su profundidad proviene de análisis sedimentológicos en núcleos (Medioli et al., 2005). La tercera sección de los registros representa los porcentajes de los principales componentes de la matriz y de la saturación de fluidos en el medio poroso. Los componentes de la matriz son principalmente arcilla y arenisca, mientras que los poros tienen saturación del hidrato de gas y agua. Las porosidades a lo largo de la secciones de interés son de alrededor de 37 %, debido a que su composición es de arenas no



consolidadas, y la saturación de hidratos de gas varía entre 60-80 % en estas zonas.



**Figura 3-4.:** Registros eléctricos del pozo Mallik 5L-38, correspondientes a las Formaciones Bahía de Mackenzie y Kugmallit, con 3 zonas de alto contenido de arena en la matriz de roca y con gran contenido de hidratos de gas.

El cuarto carril de la Figura 3-4 muestra las secciones con presencia de hidratos de gas, al combinar el registro neutrón con el registro de resonancia magnética nuclear, los cuales (en magenta) corresponden a las zonas de areniscas identificadas por el registro gamma ray. Adicionalmente, estas zonas tienen permeabilidad baja, en un rango de 0.01-1mD, debido en gran parte al contenido de hidratos de gas. La zona de arenisca que confirma este comportamiento es la zona entre 1085-1140m, donde la mitad superior de esta contiene hidratos de

gas con permeabilidad baja, mientras en la parte más profunda de la zona sin hidratos de gas, su permeabilidad incrementa de 20mD a 1D. La permeabilidad es uno de los indicadores de ausencia de hidratos, igual que el contenido de este, de acuerdo a la información descrita anteriormente.

Los espesores brutos indican los paquetes de arena que son reservorios de acuerdo con sus propiedades petrofísicas y los espesores netos son las zonas dentro de los espesores brutos con contenido hidratos de gas. La zona A mas somera corresponde a la Formación Mackenzie Bay, mientras que las dos zonas B y C restantes pertenecen a la Formación Kugmallit. La Tabla **3-1** expone las profundidades y los espesores de las zonas identificada como zona de interés a lo largo del pozo Mallik 5L-38. Las zonas de interés están entre 890m y 1140.9m, con espesores netos de 22.5m-37.5m.

**Tabla 3-1.:** Espesores y profundidades de las zonas de interés en las Formaciones Mackenzie Bay y Kugmallit

Formación	Zona Bruta de Arena		Zona Neta de Interés		Espesor Neto (m)
	No.	Profundidad (m)	No.	Profundidad (m)	
Mackenzie Bay	A	890.7 - 930.6	1	906 - 929.1	23.1
Kugmallit	B	942.2 - 993.6	1	942 - 948	37.5
			2	952.1 - 96.8	
			3	969 - 980.1	
			4	981.9 - 993.6	
Kugmallit	C	1085.9 - 1140.9	1	1085.9 - 1108.4	22.5

La densidad en el pozo Mallik 5L-38 varía entre 2.67-3 g/cm<sup>3</sup>, en el que valores bajos de densidad están en las zonas con presencia de hidratos de gas y los valores altos corresponden a las localizaciones de los carbones. Las ondas S de los registros sísmico y del dipolar, midieron las ondas de corte y de compresión para obtener los registros Vp y Vs visto en el carril 5 de la Figura **3-4**. Un gran contraste de velocidades sucede cuando la onda viaja de las secciones sin hidratos hacia las secciones con su presencia. Las velocidades son relativamente altas en las secciones con hidratos comparado con las zonas suprayacentes y subyacente a este, que no contienen hidratos; en las zonas con hidratos la velocidad de la onda P y S alcanzan hasta 3 km/s y 1.5 km/s, respectivamente, mientras que las velocidades en la zona registrada están alrededor de 2.3 km/s, para Vp, y 1.1km/s, para Vs (ver carril 5 de la Figura **3-4**).

Las constantes elásticas del Pozo 5L-38 del campo Mallik provienen de las ecuaciones del método clásico y en su análisis es importante tener en cuenta el modelo del poro en presencia de los hidratos de gas, considerado como parte de la matriz del sedimento. En el campo Mallik, el modelamiento de las propiedades elásticas de la roca es mas preciso porque el



hidrato de gas hace parte de la matriz de roca, esto basado en trabajos anteriores realizados por Winters et al. (2004a). La densidad es una propiedad importante que varía de acuerdo a los componentes de cada material, y es por esto que el análisis de esta propiedad radica en las fracciones de los principales componentes de la roca matriz (carril 3 de la Figura 3-4). El carril 6 de la Figura 3-4 muestra el pseudo registro de densidad de los componentes de la roca, sus poros y contenidos. En términos generales, las formaciones de la sección en estudio contienen en mayor proporción arcillas y areniscas. La densidad presenta algunos picos altos anómalos, los cuales correlacionan y asocian los carbones dentro de la columna del pozo (mencionados anteriormente); sin embargo, estos picos se retiraron para no alterar los cálculos futuros.

Las bajas densidades en la sección de interés (valores de alrededor de 2.1 g/cm<sup>3</sup>) corresponde a secciones con alto contenido de hidrato de gas, por encima del 50 %, mientras que las secciones de bajo contenido de gas exhiben un amplio rango de densidades. La descripción del método clásico utilizado para el cálculo de las constantes elásticas de compresibilidad y cizalla de la roca está a continuación:

- **Método clásico:** Este método obtiene las velocidades de onda, tanto P como S, por medio de los registros de densidad y sónico. La constante elástica del módulo de cizalla ( $\mu$ ), relaciona el esfuerzo de corte y la deformación de corte sin variar su forma, y el módulo de compresibilidad ( $K$ ), indica el cambio de volumen con respecto al cambio de presión, expresados respectivamente en (3-1) y (3-2):

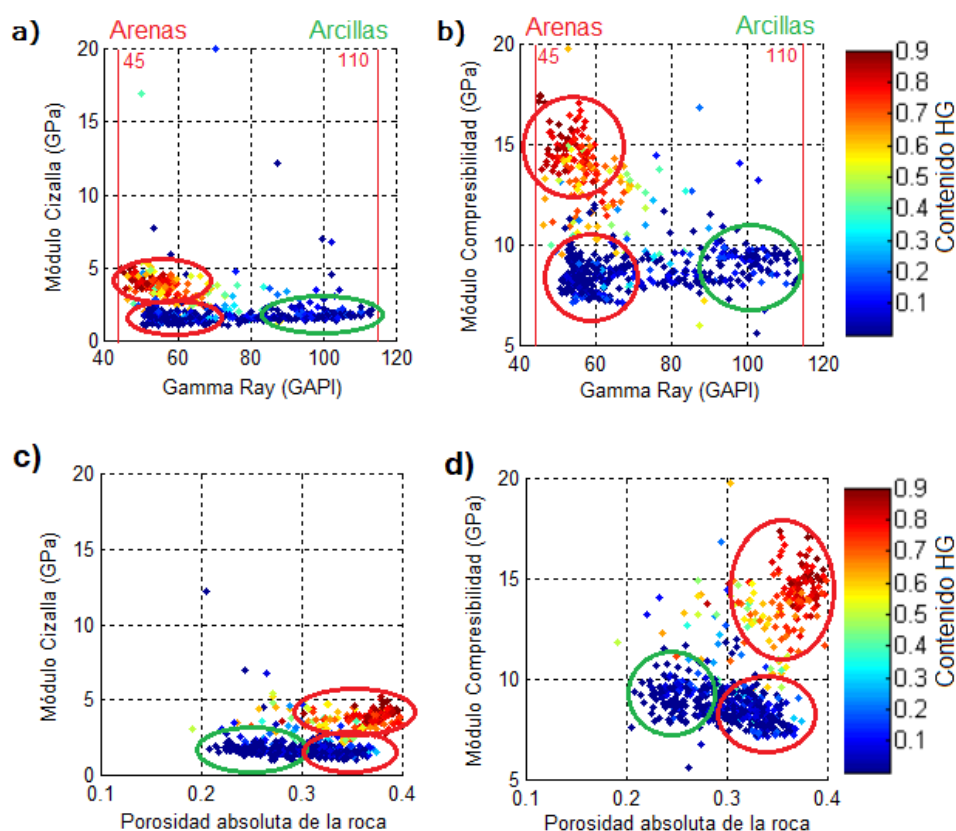
$$\mu = V_s^2 \rho, \quad (3-1)$$

$$K = \rho V_p^2 - \frac{3}{4} \mu = \rho V_p^2 - \frac{3}{4} \rho V_s^2 = \rho [V_p^2 - \frac{3}{4} V_s^2], \quad (3-2)$$

El análisis de las constantes elásticas proviene de los gráficos de interrelación para identificar el comportamiento y zonas de agrupación de las constantes elásticas. En estos gráficos muestran que para la Formación Bahía de Mackenzie los gráficos de la Figura 3-5a y 3-5c relacionan el módulo de cizalla y la Figura 3-5b y 3-5d de compresibilidad con el límite para arenas 45 gAPI y de arcillas 110 gAPI. Para altos valores de saturación de hidratos de gas (> 30 %) el módulo de cizalla es de 3-5 GPa y el módulo de compresibilidad varía entre 12-17 GPa, a mayor saturación de hidratos mayor los módulos elásticos de la roca.

La Figura 3-5c muestra el módulo de cizalla y la Figura 3-5d el de compresibilidad versus porosidad. El mayor contenido de hidratos de gas está en zonas con alta porosidad debido a que es allí donde el hidrato tiene más espacio para su almacenamiento.

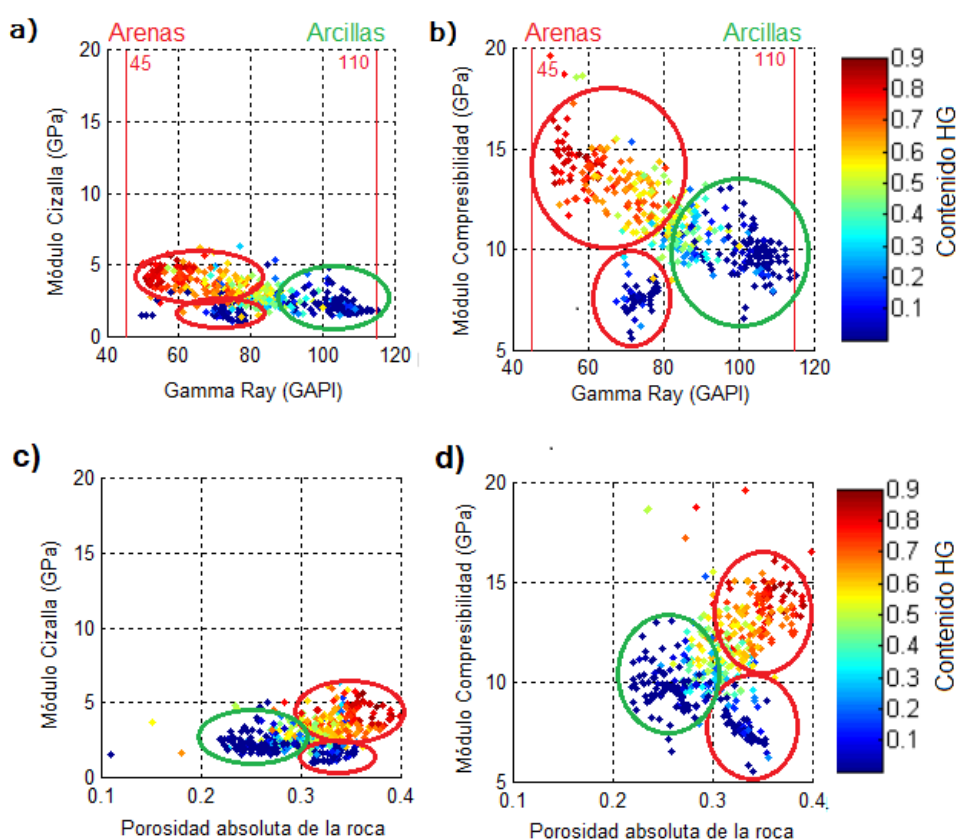
En la Formación Bahía de Mackenzie los módulos de cizalla y compresibilidad incrementan con la presencia de hidratos de gas (puntos rojos y amarillos encerrados en rojo en la Figura 3-5) comparado con las areniscas sin hidratos de gas y arcillas (puntos azules encerrados en rojo y verde, respectivamente, en la Figura 3-5). Las areniscas sin hidrato de gas tienen módulo de cizalla de 1 a 2.5 GPa y las arcillas presentes aproximadamente de 2 GPa. El módulo de compresibilidad para areniscas sin hidratos es 7-10 GPa y para las arcillas es 8-10 GPa.



**Figura 3-5.:** Módulo de cizalla y compresibilidad para la Formación Mackenzie (Zona A) a lo largo del rango de profundidad de la zona de interés. a) Módulo de cizalla versus gamma gay. b) Módulo de compresibilidad versus gamma gay. c) Módulo de cizalla versus porosidad absoluta de la roca. d) Módulo de compresibilidad versus porosidad absoluta de la roca.

La Figura 3-6a y 3-6c muestran el módulo de cizalla en la Formación Kugmallit (Zona B), y presentan una dispersión alta de los datos debido a la alta heterogeneidad de los componentes de la roca. El módulo de cizalla tiene un comportamiento directamente proporcional a la saturación de hidratos. La saturación del hidrato en la roca genera un incremento notable en el módulo de cizalla (área de puntos rojos y amarillos en-

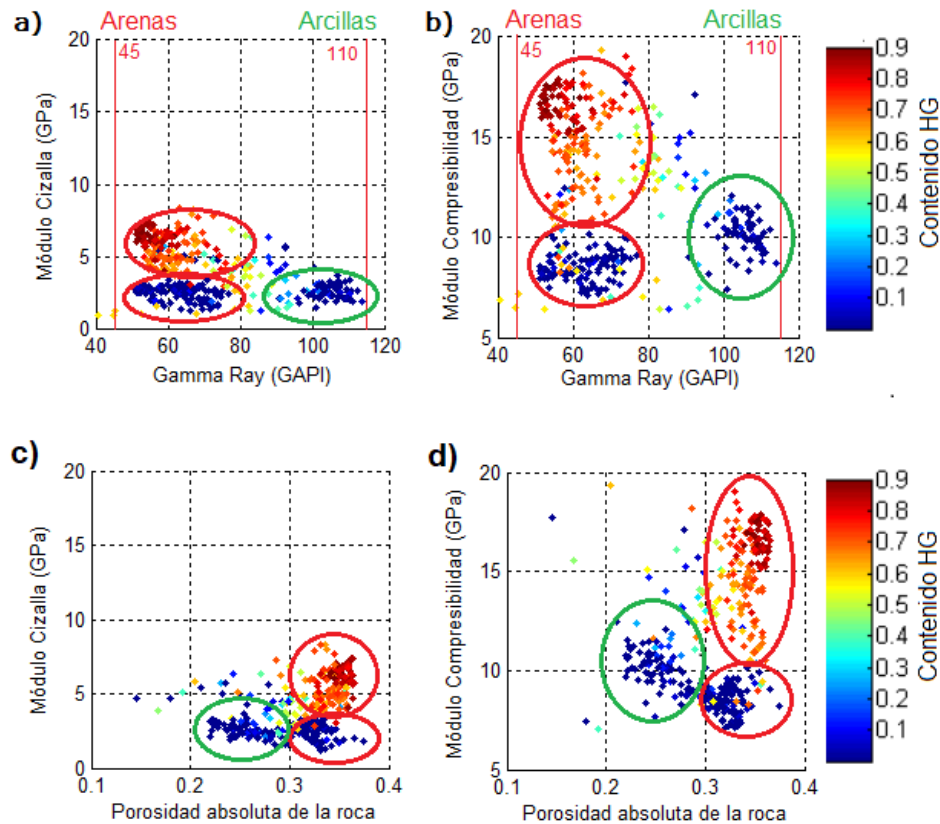
rrados en rojo en la Figura 3-6a) y las zonas sin saturación de hidratos abarcan rangos pequeños del módulo. Los puntos azules encerrados en rojo y verde, representan areniscas con y sin hidratos de gas, respectivamente en la Figura 3-6a. Una característica de las areniscas que alojan los hidratos de gas es la porosidad mayor de 0.3 (Figura 3-6c). El módulo de cizalla en areniscas a saturaciones de hidratos mayor a 0.5 es aproximadamente 4 GPa, en contenidos de hidratos menor a 0.5 es aproximadamente 2 GPa y para arcillas es 3 GPa.



**Figura 3-6.:** Módulo de cizalla y compresibilidad para la Formación Kugmallit (Zona B) a lo largo del rango de profundidad de la zona de interés. a) Módulo de cizalla versus gamma ray. b) Módulo de compresibilidad versus gamma ray. c) Módulo de cizalla versus porosidad absoluta de la roca. d) Módulo de compresibilidad versus porosidad absoluta de la roca.

La gráfica del módulo de compresibilidad con Gamma Ray (Figura 3-6b), tiene límite de arenas a 45 gAPI y de arcillas 110 gAPI, esta zona contiene un amplio rango de valores para el módulo en las secciones con y sin hidratos de gas. En areniscas con hidratos de gas el módulo de compresibilidad esta entre 15-10 GPa, areniscas sin hidratos de gas tienen módulo de compresibilidad de 5-10 GPa y las arcillas de la

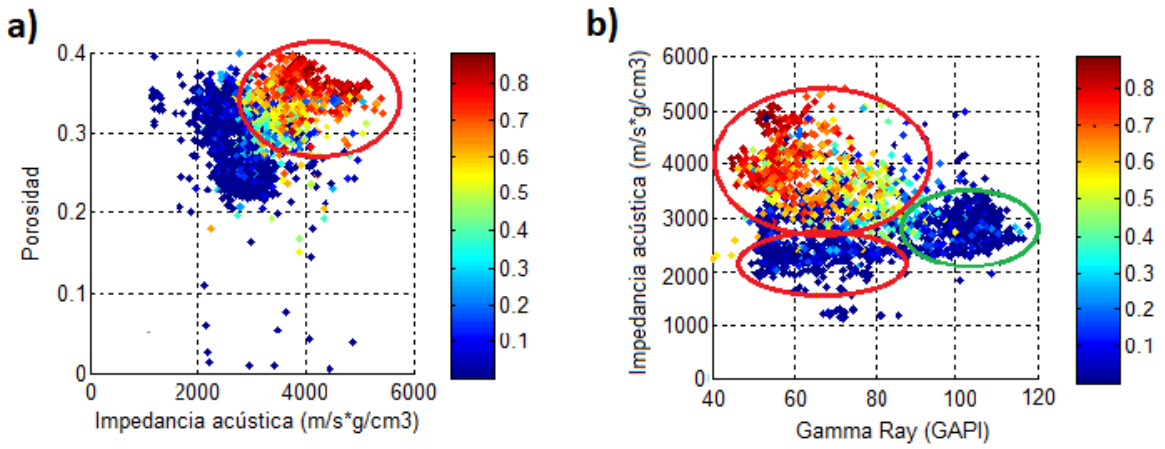
Zona B de 9-12 GPa. Las zonas con contenido de hidratos presentan una relación proporcional decreciente que es un comportamiento opuesto a la zona sin hidratos. La Figura 3-6d muestra el gráfico del módulo elástico y la porosidad para esta zona donde las secciones con hidratos de gas tienen porosidades entre 30 % y 40 % y las secciones sin hidratos de gas tienen un rango de porosidad entre 22 % y 35 %.



**Figura 3-7.:** Módulo de cizalla y compresibilidad para la Formación Kugmallit (Zona C) a lo largo del rango de profundidad de la zona de interés. a) Módulo de cizalla versus gamma ray. b) Módulo de compresibilidad versus gamma ray. c) Módulo de cizalla versus porosidad absoluta de la roca. d) Módulo de compresibilidad versus porosidad absoluta de la roca.

Los gráficos de interrelación de la Figura 3-7 representan la zona mas profunda de la Formación Kugmallit (Zona C) con hidratos de gas. En el módulo de cizalla y Gamma Ray (Figura 3-7a), existen agrupaciones de datos de acuerdo a la saturación del hidrato. El módulo de cizalla para la zona con hidrato está en un rango de 5-7 GPa correspondiente a la zona de areniscas, mientras que las areniscas sin hidratos y arcillas tiene un módulo de cizalla de alrededor de 2 GPa. El módulo de compresibilidad para la arenisca con contenido de hidratos de gas menor a 0.3 varía entre 7-10 GPa, mientras que la arenisca con saturación

de hidratos de mas de 0.3 tiene un rango amplio, entre 11-18 GPa (Figura 3-7b). La porosidad en la Zona C no tiene un rango amplio (22-35 %), lo cual indica que esta zona no tiene alto grado de heterogeneidad, y los hidratos están alojados en zonas de más de 30 % de porosidad (Figura 3-7c). La Figura 3-7d muestra que la porosidad de las areniscas con contenido de hidrato de gas mayor que el 0.3 tienen una porosidad constante de 0.32 y su módulo de compresibilidad muy variable. Sin embargo, saturaciones de hidratos mayores de 0.7 corresponde a un módulo de compresibilidad en un rango de 15-18 GPa.



**Figura 3-8.:** Impedancia acústica para las zonas de interés. a) Impedancia acústica versus porosidad. b) Gamma ray versus impedancia acústica.

La relación de la impedancia acústica ( $v_p * \rho$ ) con la porosidad (Figura 3-8a) indica altas impedancias para las altas porosidades, esto asocia las zonas con hidratos de gas debido a que estas requieren de altas porosidades para alojarse. La Figura 3-8b relaciona la impedancia acústica con los valores de gamma ray con el fin de identificar el comportamiento de las impedancia asociado con areniscas limpias, areniscas saturadas de hidratos y zonas arcillosas. La zonas de areniscas presenta una elevación de los valores de impedancia con el aumento de la saturación de los hidratos (impedancias entre 3000 y 5000 m/s\*g/cm³).

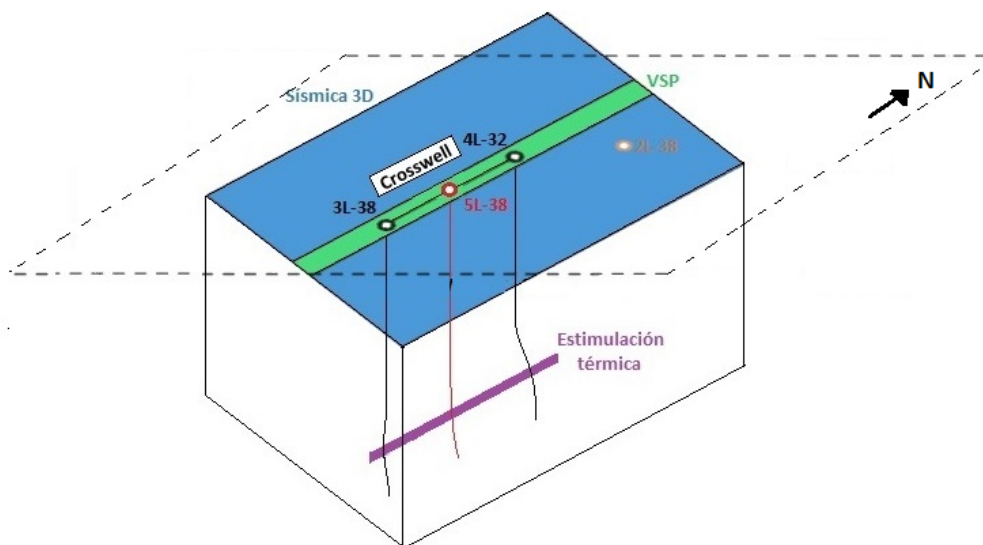
## 4. Adquisición y procesamiento sísmico

### 4.1. Sísmica pozo a pozo

La sísmica pozo a pozo es una técnica que registra la señal transmitida desde un pozo fuente hacia un pozo receptor, en la que la señal viaja a través del área de interés entre los pozos. Este tipo de adquisición sísmica no permite observar rasgos estratigráficos en el yacimiento, debido a que el principal objetivo de esta es cuantificar atenuación sísmica producida, en este caso, por los hidratos de gas. Esta sección presenta la descripción de la adquisición sísmica pozo a pozo realizada en el campo Mallik.

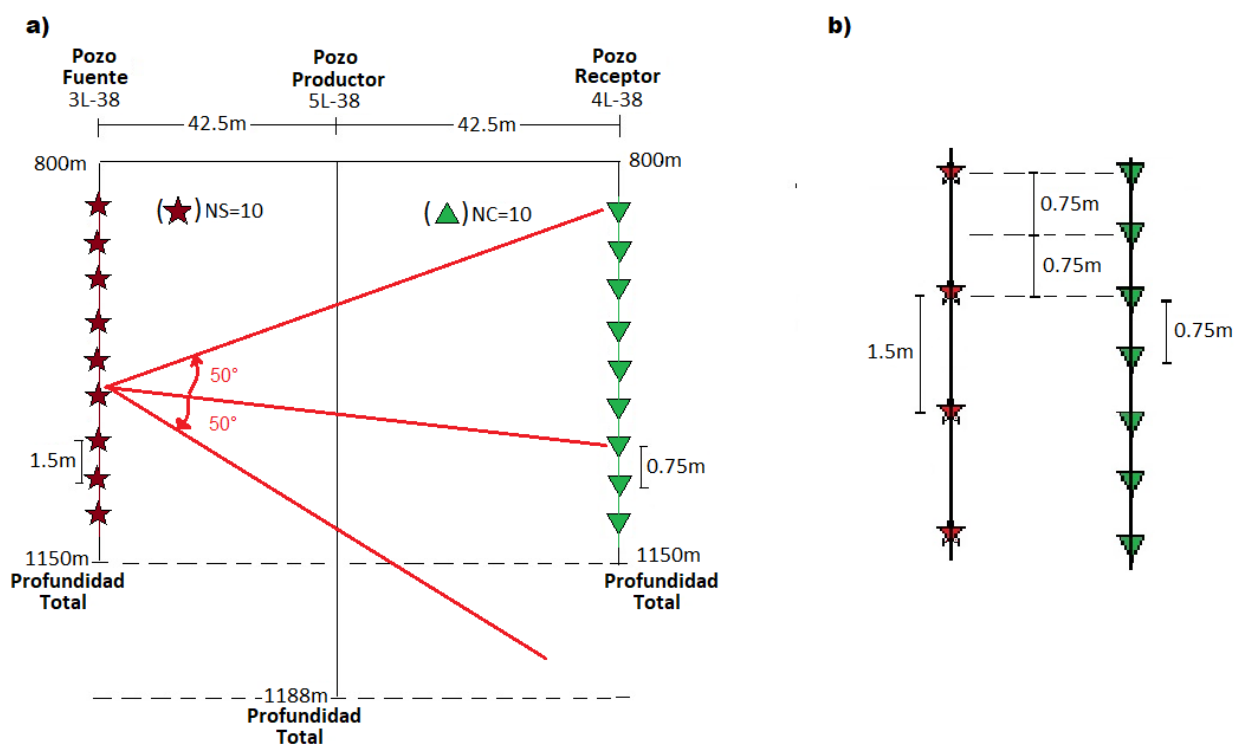
#### 4.1.1. Adquisición sísmica pozo a pozo

En el Campo Mallik la perforación de los pozos 3L-38 (pozo fuente) está en el mismo plano del principal pozo productor (5L-38), hasta una profundidad de 1150m cada uno, separados 42.5m cada uno del pozo productor (Bauer et al., 2005). La Figura 4-1 muestra la disposición de la sísmica pozo a pozo junto con el cubrimiento sísmico 3D (cubo azul) y VSP (franja verde) en la misma zona.



**Figura 4-1.:** Adquisición sísmica pozo a pozo en el Campo Mallik y comparación de cubrimiento de los diferentes tipos de sísmica, y localización de la estimulación térmica (Franja morada).

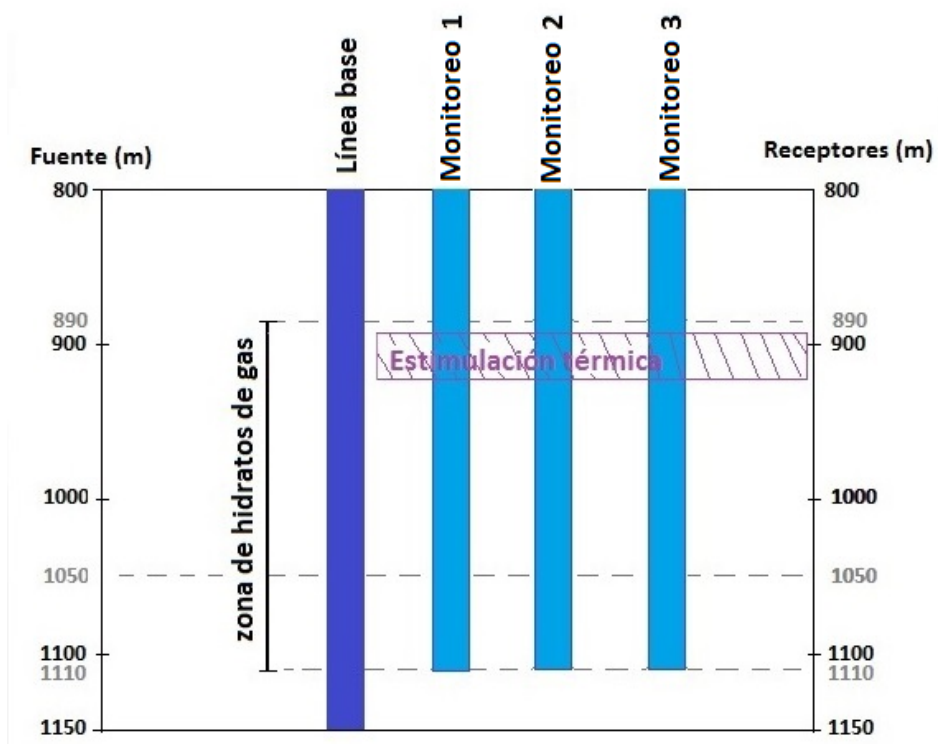
El pozo productor 5L-38 es centro de investigaciones relacionadas con los hidratos de gas, y tiene una profundidad de 1188m. La Figura 4-2 exhibe la geometría de la adquisición sísmica, donde los pozos fuente y receptor cuenta con 10 fuentes (NS) y 10 receptoras activas (NC) dispuestas a lo largo de ellos (Figura 4-2a). Las fuentes cambian de localización durante la adquisición hasta cubrir el rango de profundidad, mientras que las receptoras fueron fijas a una profundidad específica. La separación entre fuentes es de 1.5m y entre receptores es de 0.75m, mientras la distancia vertical cubierta por la fuente incluye en el diseño un cubrimiento angular del objetivo de  $\pm 50^\circ$  de la horizontal (Figura 4-2b) (Bauer et al., 2005).



**Figura 4-2.:** Geometría de la adquisición sísmica pozo a pozo. a) Arreglo sísmico. b) Disposición de las fuentes y receptores en el pozo.

La sísmica pozo a pozo cuenta con 4 adquisiciones en el campo Mallik, la primera es la "línea base" y contiene un rango mayor de profundidad que las otras 3 adquisiciones para monitorear la sección durante la estimulación térmica para mejorar la producción de los hidratos. La "línea base" fue a una profundidad entre 800m-1150m antes de la estimulación térmica y las de monitoreos a un rango de 800m y 1110m (ver Figura 4-3) (Dallimore and Collett, 2005). La estimulación térmica ocurre a 900m de profundidad en el pozo productor (5L-38), con agua caliente a una temperatura superior a  $80^\circ\text{C}$  y a una presión de superficie entre 13.000 y 14.000 kPa (Hancock et al., 2005). La Figura 4-3 muestra un diagrama que exhibe la cobertura de cada corrida sísmica descrita anteriormente, donde cada eje representa

la profundidad de los pozos fuente y receptores. las barras azules indentifican cada corrida sísmica, resaltando sobre ellas la zona de hidratos de gas y la profundidad de la estimulación térmica.



**Figura 4-3.:** Diagrama de profundidad que muestra las adquisiciones sísmicas pozo a pozo (línea base y monitoreos) y su variación en profundidad.

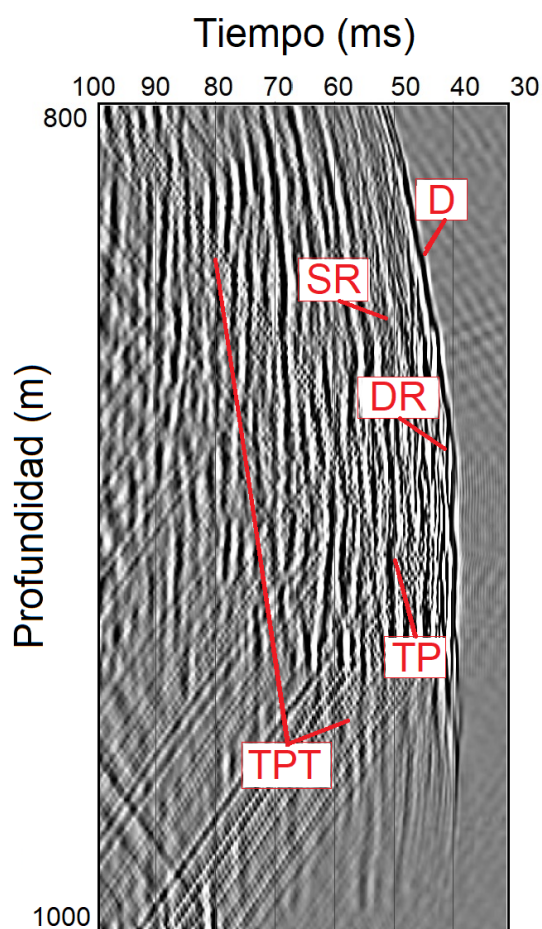
#### 4.1.2. Procesamiento sísmico pozo a pozo

El procesamiento sísmico pozo a pozo tiene como objetivo identificar y suprimir las ondas tubulares descritas en la anterior sección. El primer paso es identificar todos los tipos de ondas (onda directa y tubular PT) en la información sísmica obtenida en Mallik, como lo muestra la Figura 4-4. El primer arribo de la sísmica es "D" que significa onda directa, y sus reflexiones como "DR" y "SR" que denota reflexión de onda directa y reflexión secundaria, respectivamente. La onda DR es una onda que viaja con las mismas características que la onda directa pero con un retraso menor y su registro en la sección sísmica es difícil de percibir, sin embargo, tiene presencia muy cercana al registro de la onda directa. La onda SR es una onda con mayor interferencia y menor velocidad que la onda DR, estas ondas generalmente presenta la mayor atenuación de la amplitud que las demás ondas (Bauer et al., 2005).

La Figura 4-4 clasifica las ondas tubulares como ondas PT, TP, TPT. La localización de las ondas PT está en la parte superior del registro sísmico de la Figura 4-4, son ondas P que



viajan hasta los geófonos para luego convertirse en ondas tubulares; estas ondas aparecen en el geófono inmediatamente después de registradas las reflexiones de la onda directa. Las ondas TP son ondas con las mismas características del primer arribo pero con tiempo de viaje mas lento; estas ondas viajan en el pozo fuente y son radiadas al pozo receptor como ondas P. Las ondas TPT son ondas P que viajan como ondas tubulares tanto en el pozo fuente como en el receptor y la sección sísmica las muestra en diagonal a lo largo de toda la sección a partir del registro de las ondas TP (Bauer et al., 2005).



**Figura 4-4.:** Identificación de tipos de onda en sección de registros de receptoras de la sísmica pozo a pozo en Mallik, correspondiente a la profundidad del geófono de 1000 m.

Con el fin de retirar aquellas ondas no deseadas, mencionadas anteriormente, en las secciones sísmicas de la sísmica pozo a pozo del campo Mallik, es necesario establecer los parámetros para el procesamiento. Los parámetros que permiten el procesamiento de esta sísmica son: el tipo de fuente, elevación del terreno, separación de niveles, número de disparos por nivel,

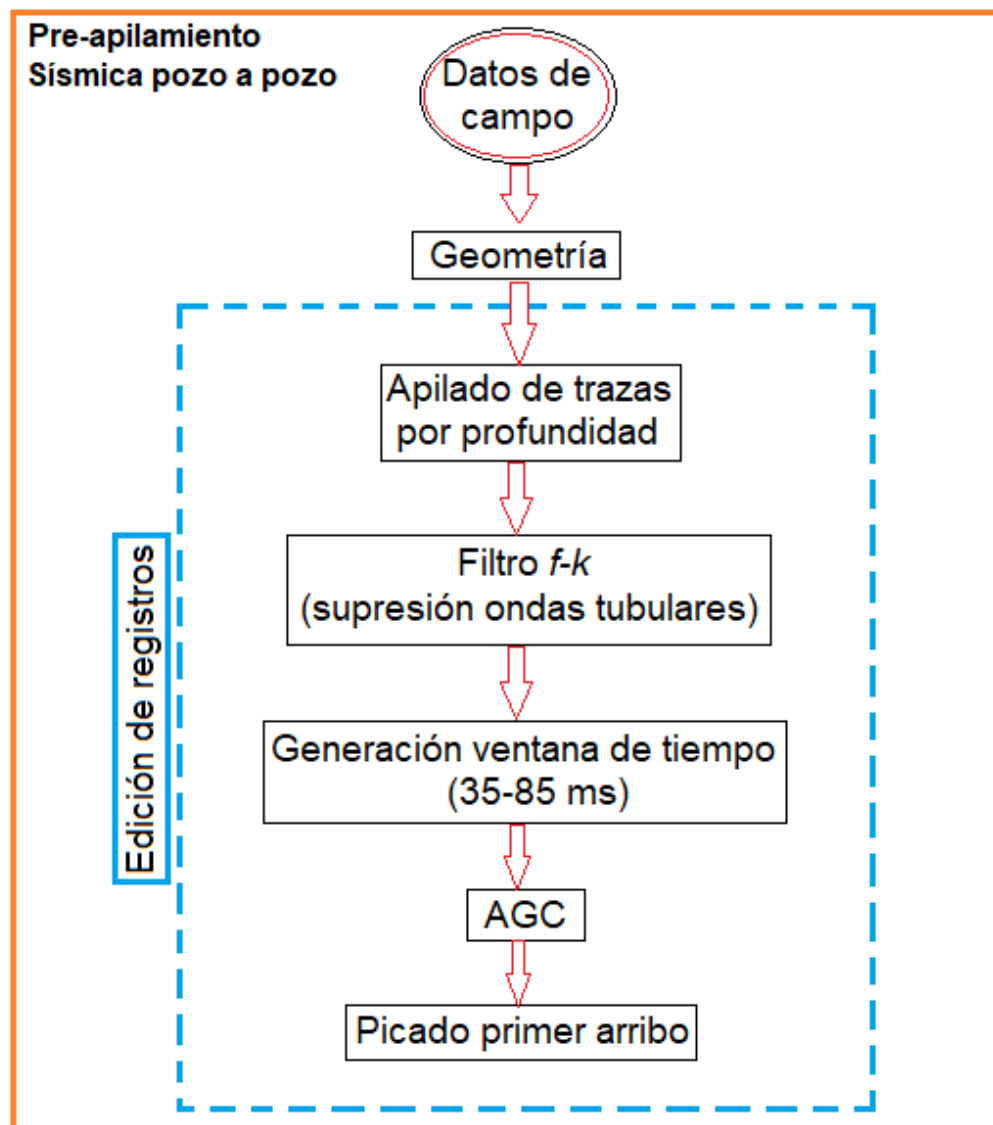
geometría del pozo tanto fuente como receptor, rango de profundidad para la adquisición de la sísmica, tasa de muestreo de 0.125 s, muestreo de frecuencia de 1 Hz, ancho de banda de frecuencias entre 200 Hz y 2000 Hz, y la frecuencia de *Nyquist* de 4000 Hz, que corresponde a la relación  $dt/2$  (Havskov and Alguacil, 2010). La Tabla 4-1 reporta los parámetros utilizados para el procesamiento de la sísmica pozo a pozo, los cuales fueron establecidos de acuerdo a la información sísmica pozo a pozo de la zona.

**Tabla 4-1.:** Parámetros para el procesamiento sísmico pozo a pozo

Parámetro	Valor
Tipo de fuente	<i>Vibroiseis</i>
Elevación del terreno	0 m
Separación de niveles en las fuentes	1.5 m
Separación de niveles en los receptores	0.75 m
Número de disparos por nivel	2
Geometría de pozo fuente y receptor	Vertical
Rango de adquisición	800-1150 m
Tasa de Muestreo (dt)	0.125 s
Muestreo de frecuencia	1 Hz
Ancho de banda de frecuencias	200-2000 Hz
Frecuencia <i>Nyquist</i>	4000 Hz

La secuencia de procesamiento para la sísmica pozo a pozo fue: (1) apilación de trazas por nivel de profundidad, (2) Supresión ondas tubulares por medio del filtro  $f - k$ , (3) Generación de ventana de tiempo (35-85 ms) para remover ruido registrado antes del primer arribo, (4) el uso de AGC a las secciones sísmicas, y por último (5) picado del primer arribo. El diagrama de flujo de la Figura 4-5 ilustra esta secuencia de procesamiento de la sección sísmica pozo a pozo del campo Mallik.

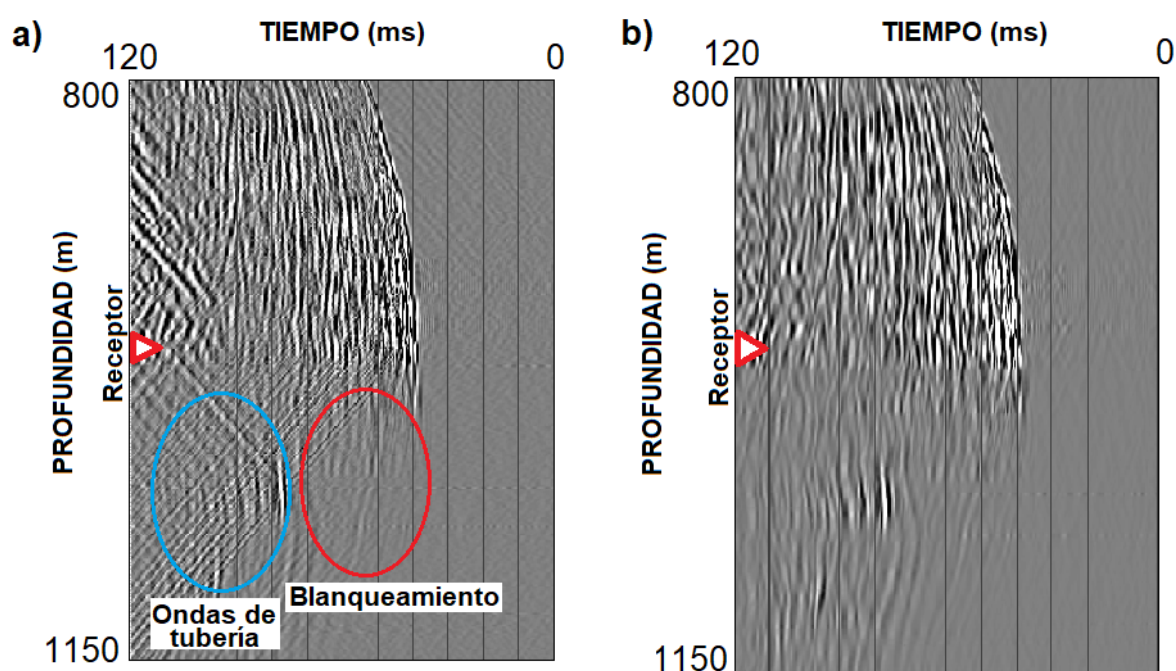
La información sísmica presenta, en general, buena calidad especialmente la zona supra y subyacente a los hidratos de gas. A lo largo de la zona de hidratos existe un debilitamiento en la amplitud de la onda, causando blanqueamiento (o disminución drástica de la amplitud de las ondas) en algunas zonas. La Figura 4-6 se exhibe una sección de la sísmica pozo a pozo de Mallik, donde el eje horizontal es el tiempo con unidades de microsegundos (ms) y el eje vertical representa la profundidad de las fuentes y receptores. Esta figura corresponde al receptor de profundidad de 1045 m, y el primer arribo es a los 40 ms. Adicionalmente, el blanqueamiento ocasionado por los hidratos de gas ocurre en la parte inferior de la sección sísmica (la ubicación del blanqueamiento en la sísmica depende de la profundidad del geófono), produciendo complejidad en la identificación del reflector del primer arribo.



**Figura 4-5.:** Diagrama de flujo del procesamiento pre-apilado de la sísmica pozo a pozo en el campo Mallik.

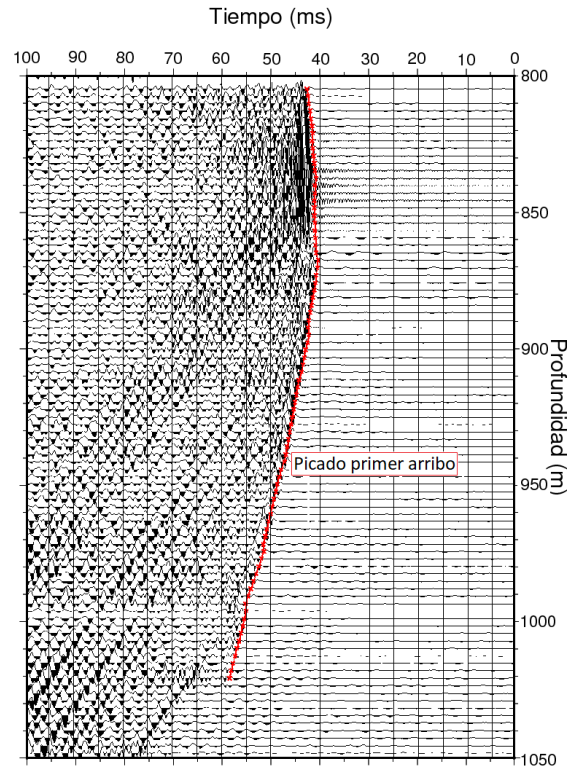
La Figura 4-6a exhibe una sección sísmica de la información cruda, sin ningún procesamiento, donde las trazas normalizadas están a escala de grises. La sección sísmica pozo a pozo corresponde al receptor de profundidad de 1045m y el triángulo de color rojo en la imagen representa la ubicación del geófono. En esta sección están presentes todas las ondas producidas por la propagación de la onda sísmica y la forma de adquisición (ondas tubulares). Las ondas tubulares (dentro de círculo azul) generan mayor pronunciamiento al lado de la zona de blanqueamiento (círculo rojo), esta es una característica producida por el blanqueamiento de amplitudes en la sísmica.

La Figura 4-6b muestra la misma sección sísmica de la Figura 4-6a después de aplicar el filtro  $f - k$ , donde las trazas normalizadas están en escala de grises. El uso del filtro es para excluir las ondas de tubería de bajas velocidades y conservar las ondas que representan la señal. La aplicación del filtro logra remover las ondas de tubería no deseadas, sin embargo también produce la eliminación de información deseada como la disminución de la amplitud del primer arribo. Por esta razón fue necesario el uso de AGC a la sección sísmica para mejorar la visualización del primer arribo.



**Figura 4-6.:** Procesamiento del registro de la sísmica pozo a pozo, en el campo Mallik, que corresponde al receptor de profundidad de 1045m. a) Sección sísmica antes del procesamiento. b) Sección sísmica procesada.

La Figura 4-7 muestra el picado del primer arribo de la sección sísmica en todo el rango de profundidad, después de identificar las ondas de tubería y zonas de blanqueamiento que enmascara la información, y aplicar los respectivos filtros para eliminar ondas no deseadas. El picado presenta limitantes en las secciones con blanqueamiento, porque en estas zonas no es posible identificar la continuidad del primer arribo (Figura 4-7). Por esta razón, el picado del primer arribo de las zonas blanqueadas no fue viable, como lo muestra la parte inferior del picado del primer arribo de la Figura 4-7. La solución a esta situación fue el empleo de diferentes filtros, pero muchos de estos eliminan parte de la información, en vez de recuperar las amplitudes de la onda para identificar el primer arribo, además sucede un corrimiento en la ubicación del primer arribo.



**Figura 4-7.:** Picado del primer arribo en la sección sísmica pozo a pozo del campo Mallik.

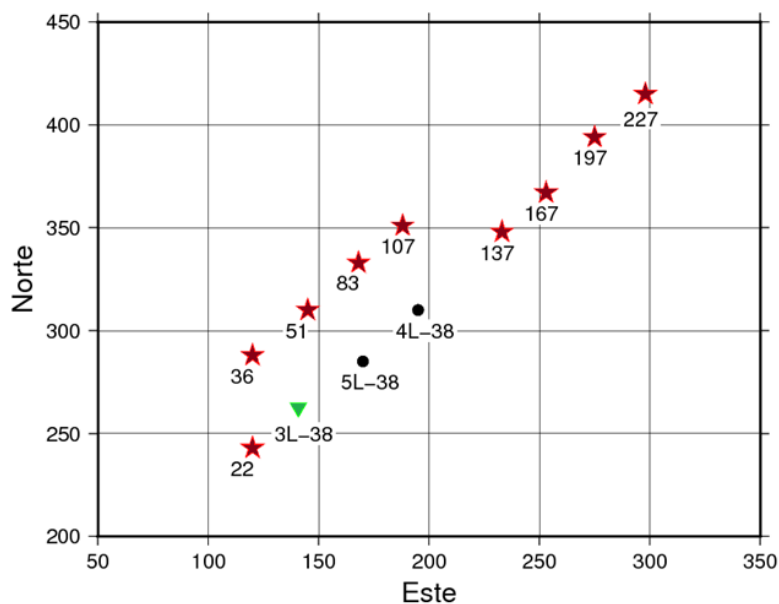
## 4.2. Sísmica VSP (Vertical Seismic Profile)

La sísmica VSP proveniente del campo Mallik es multioffset y multicomponente. La fuente (*vibroscis*) tiene como ubicación la superficie a elevación de 0m, mientras que los geófonos están a lo largo del pozo receptor (3L-38).

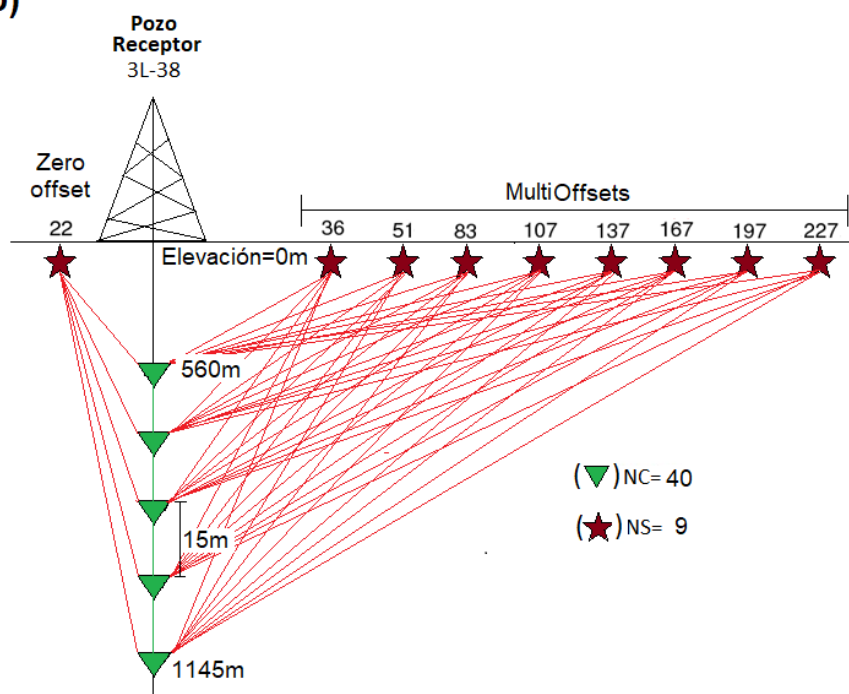
### 4.2.1. Adquisición sísmica VSP

La Figura 4-8a ilustra la adquisición sísmica, donde muestra el pozo 3L-38 con la localización de los geófonos y 9 *offsets* distintos (22m, 36m, 51m, 83m, 107m, 137m, 167m, 197m, 227m). El *offset* a 22 m es la distancia mas cercana a los geófonos y es el zero-offset de la adquisición. La Figura 4-8b exhibe el perfil y geometría de la adquisición sísmica, en el que incluye la trayectoria de los rayos. La adquisición cuenta en total con 40 canales, de 15 m de separación, cobertura de profundidad entre 560-1145 m, y 9 ubicaciones de fuentes distintas, registrados en diferentes momentos. Esta sísmica fue diseñada con el fin de tener una mejor visualización del comportamiento de las ondas a lo largo de la zona de interés y con buen cubrimiento a lo largo de la estructura.

a)



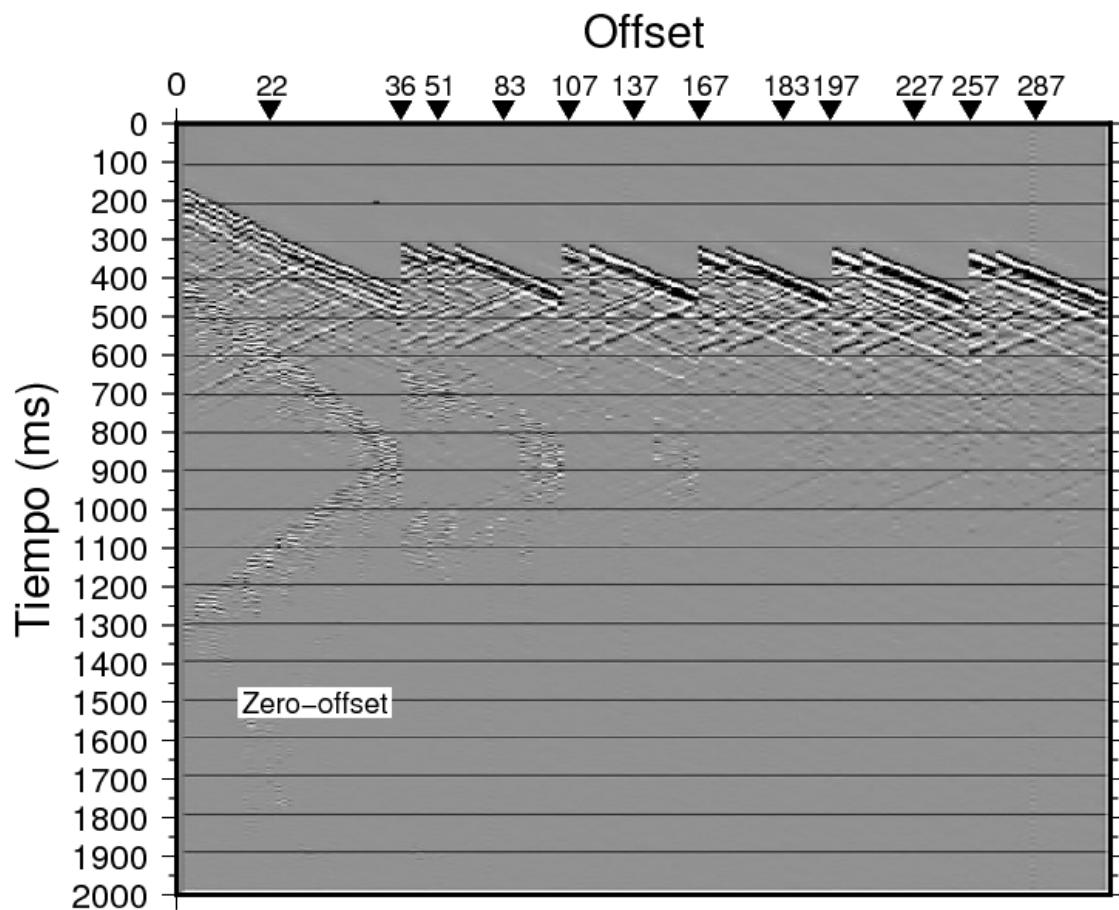
b)



**Figura 4-8.:** Geometría de la adquisición sísmica VSP en el campo Mallik. a) Localización geográfica del pozo con geófonos y fuentes multioffset. b) Disposición de las fuentes zero-offset, multioffset y los receptores en el pozo.

### 4.2.2. Procesamiento sísmico VSP

La Figura 4-9 muestra la información sísmica de VSP sin procesar, en el cual las ondas sísmicas provenientes de los diferentes *offsets* son identificables. Cada *offset* indica la posición de las fuentes y los triángulos negros del borde superior de la figura indica la posición de cada uno. La primera sección (lado izquierdo en la Figura 4-9) es el zero-offset de 22 m, debido al rango de profundidad que comparado con los demás *offsets* este es el más cercano al pozo de receptores.



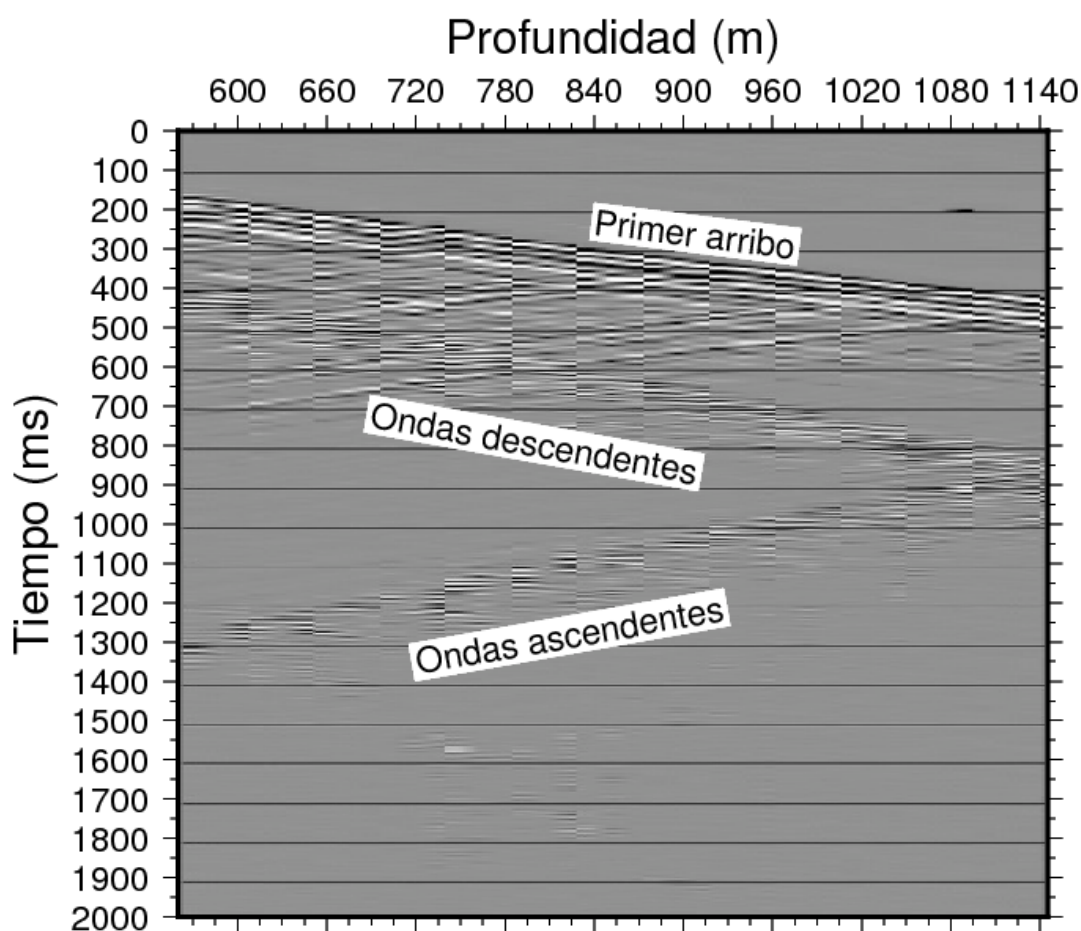
**Figura 4-9.:** Sísmica VSP sin procesar del campo Mallik con todos los *offsets* y el *zero offset* a 22 m.

La sísmica tiene ondas reflejadas en reflectores tanto por encima y por debajo de la ubicación de los geófonos, además de las ondas que llegan directamente. Esto evita que la onda directa sea clara y por eso varios tipos de ondas de la sísmica VSP deben ser procesados con diferentes flujos de procesamiento para retirar las ondas no deseadas de manera efectiva y aislar el primer arribo. El *zero-offset* de la sísmica VSP es el objetivo en el caso de Mallik



para efectos del estudio de la atenuación, por lo tanto la información de los demás *offsets* no es de uso para esta investigación.

La primera onda o primer arribo u onda directa, es aquella onda mas rápida que registra primero el geófono. Las siguientes ondas registradas por el geófono, que distorsionan las ondas directas, son las ondas descendentes. Estas son ondas reflejadas de zonas superiores a la de los geófonos y tienen dirección descendente. Por último, las ondas reflejadas en regiones mas profundas, viajan hacia la superficie en dirección ascendente. La Figura 4-10 exhibe cada una de las ondas mencionadas anteriormente en una de las secciones sísmicas del VSP del Campo Mallik. Una vez identificadas los tipos de ondas en el VSP, el siguiente paso es el procesamiento de esta sísmica.



**Figura 4-10.:** Zero-offset del registro sísmico VSP, en el campo Mallik, correspondiente a una distancia de 22 m del pozo receptor. Las ondas presentes en la sísmica son: Primer Arribo, Ondas Descendentes y Ondas Ascendentes



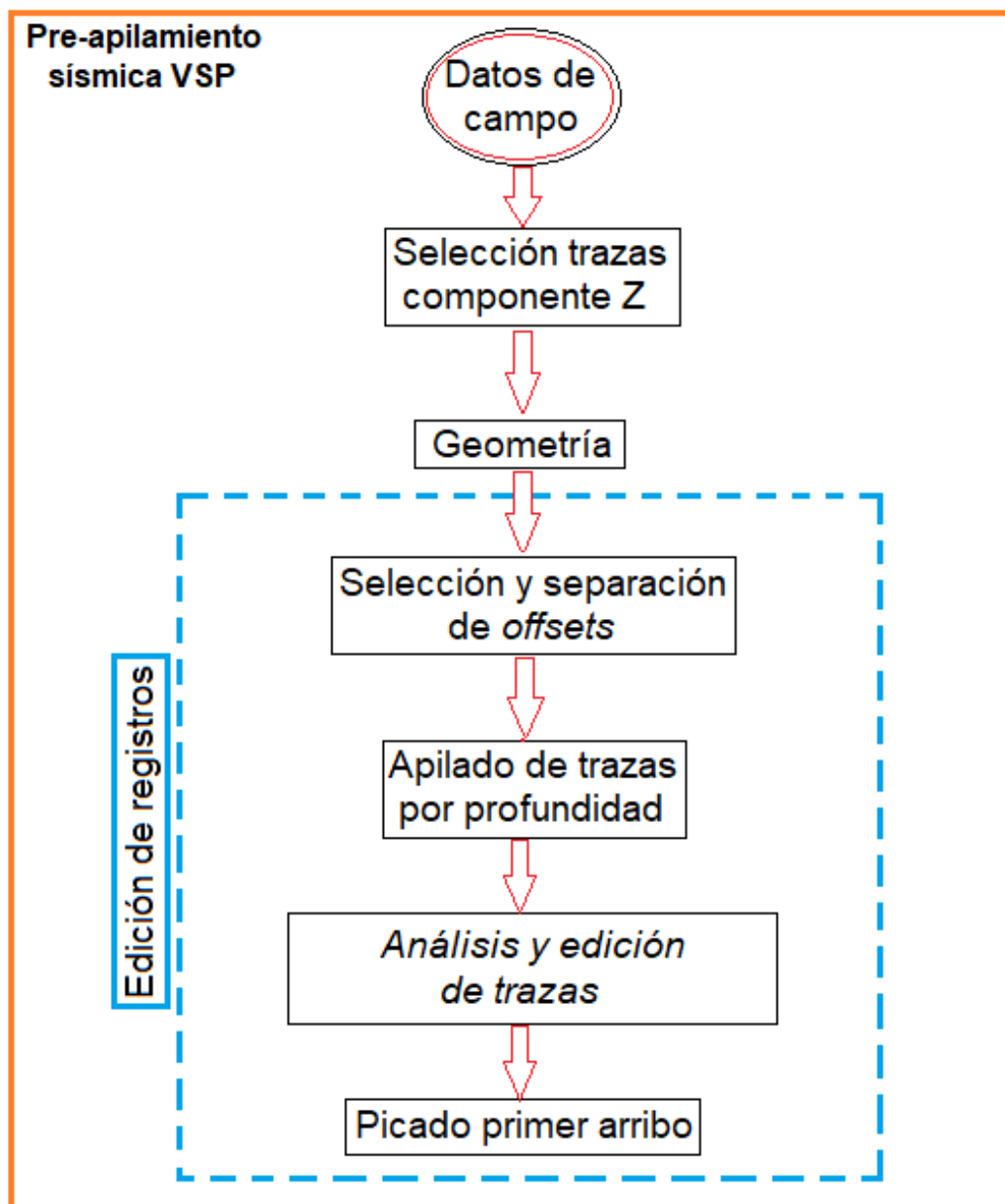
Los parámetros utilizados para el procesamiento de pre-apilado, de la sísmica VSP en Mallik, son de vital importancia porque definen los datos de entrada para el desarrollo de los flujos de proceso. La Tabla 4-2 reporta la información para el procesamiento que fue obtenida directamente de la información sísmica y/o calculada por medio de ecuaciones geofísicas. Esta tabla relaciona la información de todos los *offsets* de modo informativo, a pesar que el procesamiento es sólo para la sección *zero-offset*.

La información relacionada de la sísmica VSP en la Tabla 4-2 indican los valores requeridos para el procesamiento como el tipo de fuente para todos los *offsets*, localización de los *offsets* que incluyen el *zero-offset*, elevación tanto de la fuente como del terreno es de 0 m, separación de niveles de los geófonos de 15 m, número de disparos por nivel que es variable, geometría del pozo receptor, profundidad de adquisición, tasa de muestreo de 2 segundos, muestreo de frecuencia de 1 Hz, ancho de banda de frecuencia (3-200 Hz), y por último la frecuencia de *Nyquist* de 50 Hz.

**Tabla 4-2.:** Parámetros para el procesamiento sísmico VSP del campo Mallik

Parámetro	Valor
Tipo de fuente	<i>Vibroseis</i>
<i>Offsets</i>	22m, 36m, 51m, 83m, 107m, 137m, 167m, 197m 227m
Elevación de la fuente y terreno	0 m
Separación de niveles	15 m
Número de disparos por nivel	Variable
Geometría de pozo receptor	Vertical
Rango de adquisición	560-1145 m
Tasa de Muestreo (dt)	2 s
Muestreo de frecuencia	1 Hz
Ancho de banda de frecuencias	3-200 Hz
Frecuencia <i>Nyquist</i>	50 Hz

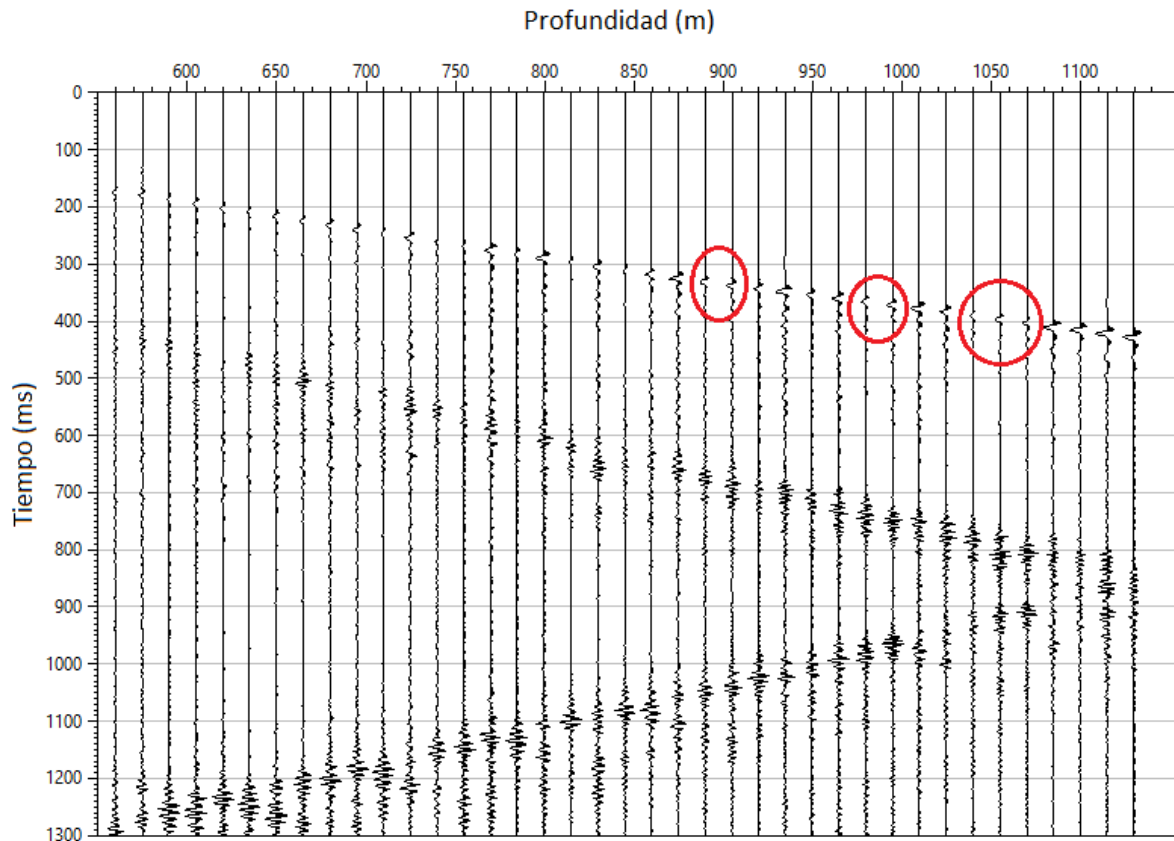
Después de analizar y obtener claramente los datos de entrada para el procesamiento, el siguiente paso a seguir es el procesamiento sísmico de la sección sísmica *zero-offset* del campo Mallik. El procesamiento de pre-apilado de la sísmica VSP consta de (1) selección y separación de *offsets*, (2) apilación de trazas para cada nivel de profundidad, (3) análisis y edición de trazas, y (4) picado del primer arribo. La Figura 4-11 ilustra el diagrama de flujo del procesamiento pre-apilado de la sísmica VSP del campo Mallik.



**Figura 4-11.:** Diagrama de flujo del procesamiento pre-apilado de la sísmica VSP *zero-offset* del campo Mallik.

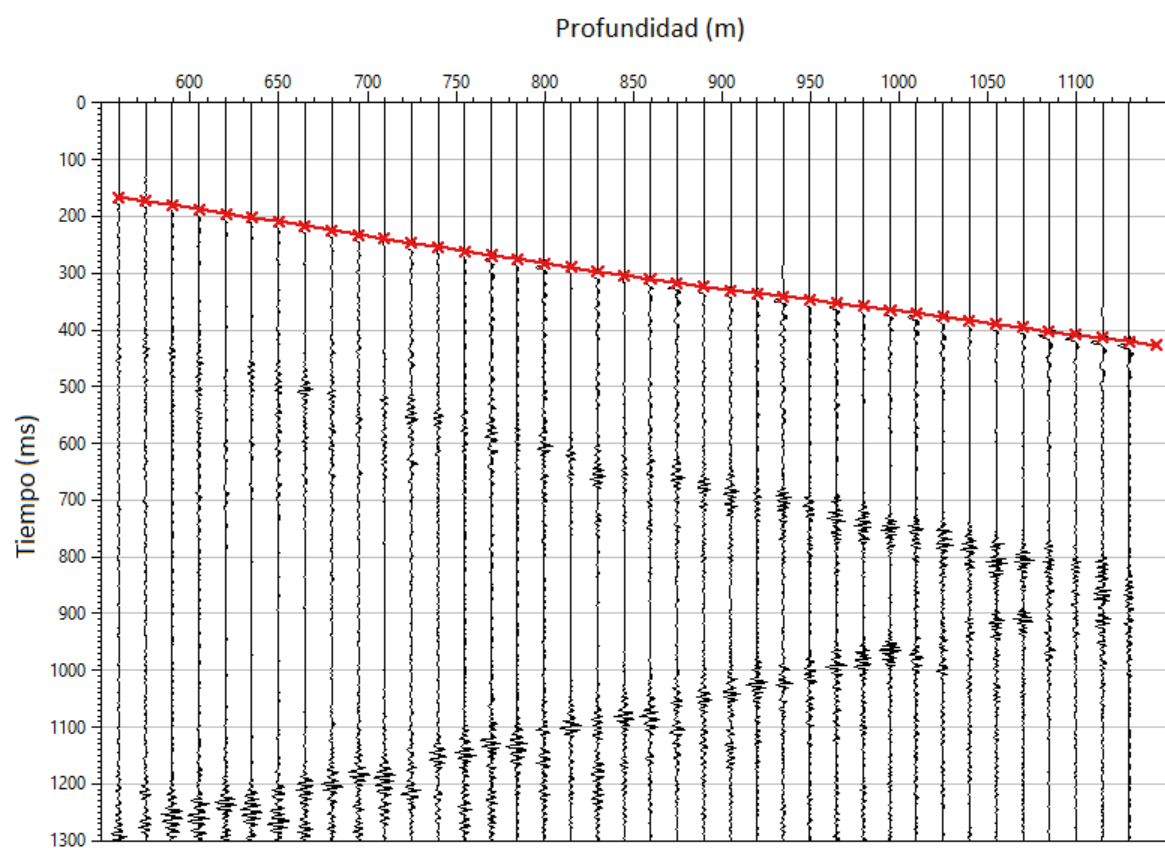
La Figura 4-12 presenta la sección sísmica *zero-offset* pre-apilada, como resultado de la aplicación del diagrama de flujo de procesamiento mencionado anteriormente. Las trazas someras de esta sección sísmica tienen presencia de ruido, mientras que las trazas profundas presentan atenuación en las zonas de interés (encerradas en color rojo en la Figura 4-12), en comparación con las demás trazas; esta atenuación puede ser asociada a la presencia del hidrato de gas, sin embargo el estudio de esta atenuación está en el siguiente capítulo. A

la profundidad de 705 m hay presencia de una traza desfasada, en relación con las trazas próximas que tiene relación con un mal posicionamiento o registro de la profundidad de medida.



**Figura 4-12.:** Identificación del primer arribo de la sísmica VSP y características de diversas zonas de profundidad.

Antes de continuar con el picado del primer arribo de la sísmica VSP, se debe tener en cuenta que esta es una sísmica multicomponente, por lo tanto las trazas de la componente Z (componente vertical de la onda) son el objetivo para el picado. La Figura 4-13 muestra el picado del primer arribo en la componente Z, que para este caso tiene un comportamiento lineal con una inclinación que incrementa con la profundidad. El picado de la onda directa fue al inicio de la onda para cada una de las trazas que componen el registro; esta identificación es importante debido a que tiene como fin el cálculo de propiedades, como la atenuación en el siguiente capítulo.



**Figura 4-13.:** Picado de primeros arribos en la sísmica VSP zero-offset del campo Mallik, resaltado de color rojo

## 5. Atenuación ( $Q^{-1}$ )

La teoría del modelo de atenuación constante supone una ondícula sísmica con un espectro de amplitud  $|S_1(f)|$ , que viaja a través de un medio atenuado por un intervalo de tiempo  $t$  y tiene un espectro de amplitud  $|S_2(f)|$ , dado por:

$$|S_2(f)| = G|S_1(f)|\exp\left(\frac{-\pi ft}{Q}\right), \quad (5-1)$$

Donde  $f$  es la frecuencia,  $G$  es el factor de pérdida de amplitud por divergencia esférica,  $Q$  es el factor de calidad y el término exponencial representa la atenuación inelástica del medio. Como asunción para la estimación de  $Q$  la ondícula fuente  $S(t)$  con espectro  $S(f)$  viaja a través de las capas de la tierra con reflectividad  $r(t)$  en tiempo doble  $t$ , y pérdida de amplitud debido a la divergencia esférica  $g(t)$ . En un medio acústico-elástico, la señal reflejada  $a(t)$  es:

$$a(t) = g(t) \int_{-\infty}^{\infty} S(\tau)r(t - \tau)d\tau \quad (5-2)$$

El espectro de una señal localizada  $a_1(t)$  alrededor del tiempo  $t_1$  tiende a ser:

$$A_1(t) \approx g(t_1)S(f)R_1(f), \quad (5-3)$$

$R_1(f)$  es la transformada de Fourier de  $r_1(t)$  y supone que  $g(t)$  cambia lentamente comparado con  $s(t)$ . Si la atenuación del medio es considerable y a el mecanismo de atenuación lo describe el modelo de atenuación constante, entonces la ecuación 5-3 es:

$$|A_1(f)| \approx g(t_1)|S(f)||R_1(f)|\exp\left(\frac{-\pi ft_1}{Q}\right). \quad (5-4)$$

En caso de tomar una segunda señal localizada, todos los términos correspondientes a esta señal tienen el número 2, por ejemplo  $a_2(t)$  o  $A_2(f)$  son la segunda señal localizada y su espectro de amplitud, respectivamente.

Existen varios métodos para el cálculo de  $Q$  y este capítulo explica la atenuación de la zona de interés con base en registros de pozo ( $Q_{pozo}^{-1}$ ), información sísmica de pozo a pozo ( $Q_{pozo-pozo}^{-1}$ ), y sísmica de pozo VSP ( $Q_{vsp}^{-1}$ ). Los métodos Relación Espectral (RE), Frecuencia Centroide (FC) y Tiempo-Incremento (TI) estiman la atenuación sísmica, en el que mencionan las ecuaciones de cálculo, descripción de los métodos y resultados de la atenuación en el campo Mallik.

## 5.1. Atenuación de registro de pozo ( $Q_{pozo}^{-1}$ )

Backus (1964) presentó una teoría para estimar la anisotropía aparente asociada a una capa delgada vista por una onda sísmica de ondícula larga. El método de Backus relaciona la información de pozo, registro sísmico, con el fin de calcular la atenuación de capa ( $Q_{pozo}^{-1}$ ) en medios isotrópicos que sigue la ley de Hooke (Liner, 2014). Los coeficientes elásticos de compresibilidad- $K$  y cizalla- $\mu$ , son variables de entrada que pueden ser calculados como combinaciones algebraicas de los parámetros de Lamé del medio real:

$$\lambda + 2\mu = \rho V_p^2 \quad (5-5)$$

$$\lambda = \rho(V_p^2 - 2V_s^2) \quad (5-6)$$

Las siguientes ecuaciones calculan los coeficientes de Backus, o relaciones de coeficientes elásticos (coeficiente de compresibilidad- $K$  y cizalla- $\mu$ ), que involucran el medio isotrópico real y el comportamiento de ondas equivalentes a este medio:

$$A = 4 \left\langle \frac{\mu(\lambda + \mu)}{\lambda + 2\mu} \right\rangle + \left\langle \frac{1}{\lambda + 2\mu} \right\rangle^{-1} \left\langle \frac{\lambda}{\lambda + 2\mu} \right\rangle^2 \quad (5-7)$$

$$C = \left\langle \frac{1}{\lambda + 2\mu} \right\rangle^{-1} \quad (5-8)$$

$$F = \left\langle \frac{1}{\lambda + 2\mu} \right\rangle^{-1} \left\langle \frac{\lambda}{\lambda + 2\mu} \right\rangle \quad (5-9)$$

$$L = \left\langle \frac{1}{\mu} \right\rangle^{-1} \quad (5-10)$$

$$M = \langle \mu \rangle \quad (5-11)$$

En las ecuaciones anteriores  $\langle \rangle$  indica un promedio de las propiedades de un rango de profundidad ( $L_B$ ) y  $\lambda$  es la longitud de onda sísmica (Liner, 2014). Estos parámetros elásticos son la base para el cálculo del conjunto de términos que describen las propiedades verticales de la zona en estudio. Estas variables son las velocidades verticales  $V_{P0}$  y  $V_{S0}$ , que tienen como valores de entrada la densidad y los coeficientes de Backus mencionados en las ecuaciones anteriores:

$$V_{P0} = \sqrt{\frac{C}{\langle \rho \rangle}} \quad (5-12)$$

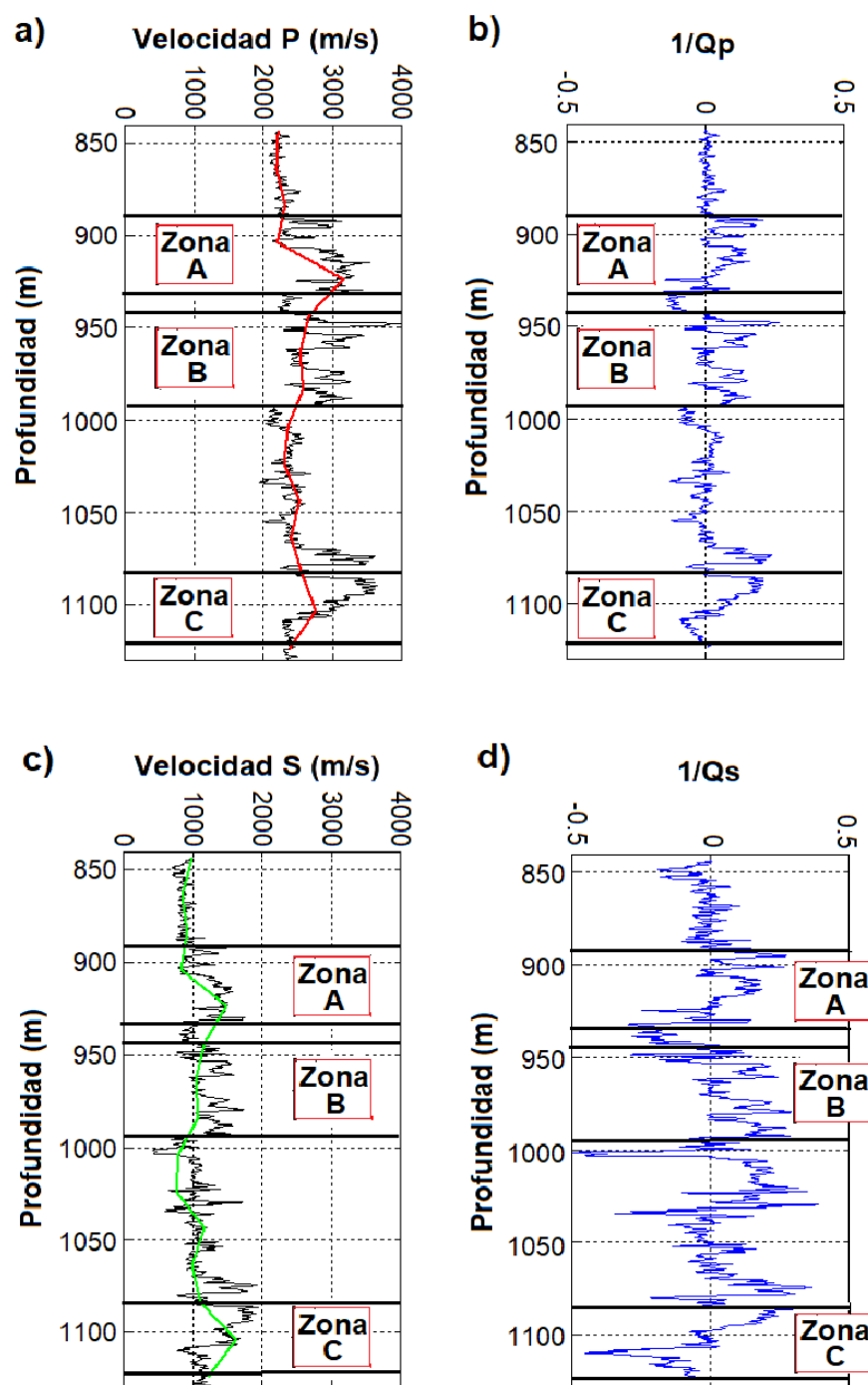
$$V_{S0} = \sqrt{\frac{L}{\langle \rho \rangle}} \quad (5-13)$$

Donde C y L son coeficientes de Backus (Ecuación 5-8 y 5-10, respectivamente), y  $\rho$  es la densidad. El cálculo del factor de calidad correspondiente a la onda P y S,  $Q_P$  y  $Q_S$ , respectivamente, usa  $V = V_{P0}$  y  $V_0 = V_P$  para el factor de calidad de la onda P,  $V = V_{S0}$  y  $V_0 = V_S$  para el factor de calidad de la onda S. La Ecuación del factor de calidad que relaciona la información de pozo es (Liner, 2014):

$$Q_{pozo} = \cot \left( \frac{\pi \ln \left[ \frac{V}{V_0} \right]}{\ln \left[ \frac{f}{f_0} \right]} \right) \quad (5-14)$$

La atenuación ( $Q_{pozo}^{-1}$ ) proviene de la ecuación anterior, el cálculo de  $f_0$  es de la relación  $V_0 = f_0 \lambda_0$ , donde  $V_0$  es la velocidad de referencia o velocidad máxima y  $f_0$  es la frecuencia de referencia. En el registro de pozo, la longitud de la onda es 0.15 m, la velocidad de referencia para la onda P es  $V_P=3969$  m/s y frecuencia de referencia es 26463 Hz ( $f_P=3969/0.15=26463$  Hz). La velocidad de referencia para la onda S es  $V_S=1943$  m/s y frecuencia de referencia es 12956 Hz ( $f_S=1943/0.15=12956$  Hz). En los cálculos de Backus la longitud de la onda es 20 m, la velocidad de la onda P es  $V_P=3153$  m/s y frecuencia 157 Hz ( $f_P=3153/20=157$  Hz), la velocidad de la onda S es  $V_S=1615$  m/s y frecuencia 80 Hz ( $f_P=1615/20=80$  Hz). La Figura 5-1 muestra las formaciones con contenido de hidratos de gas (Zona A: Formación Bahía de Mackenzie, Zona B: Kugmallit, Zona C: Kugmallit) y  $Q_{pozo}$  calculado con la metodología descrita anteriormente.

La Figura 5-1a representa la velocidad de la onda P (línea negra) y la velocidad del método Backus,  $V_{P0}$  (línea roja). La Figura 5-1a evidencia que la velocidad de la onda P en las zonas con hidratos de gas es mayor, la cual indica que la onda P es sensible a la saturación del hidrato. La Figura 5-1b muestra que la atenuación de la onda P ( $Q_{P-pozo}^{-1}$ ) está entre -0.2 y 0.3.  $Q_{P-pozo}^{-1}$  tiene altos valores en zonas de hidratos comparado profundidades en ausencia de este, por ejemplo, la zona C contiene hidratos a 1085-1100 m de profundidad y la atenuación es de 0.3 pero la parte inferior (1100-1140 m) no contiene hidratos por lo tanto la atenuación disminuye entre 0.05 y 0. La Figura 5-1c exhibe la velocidad de la onda S ( $V_S$ ) que aumenta con la presencia de hidratos de gas, al igual que el comportamiento de la onda P. La atenuación de la onda S varía a lo largo del pozo entre -0.5 y 0.4, como lo indica la Figura 5-1d.  $Q_{S-pozo}^{-1}$  es directamente proporcional al contenido de hidratos, por ejemplo, en la zona B hay contenido de hidrato no uniforme a lo largo de su espesor, por esta razón la atenuación de la onda S en la roca también tiene este comportamiento.



**Figura 5-1.:** Atenuación del registro de pozo (sónico),  $Q_{pozo}^{-1}$ . a) Velocidad de la onda P ( $V_P$ ). b) Atenuación de la onda P. c) Velocidad de la onda S ( $V_S$ ). d) Atenuación de la onda S.



## 5.2. Atenuación de la sísmica pozo a pozo ( $Q_{\text{pozo-pozo}}^{-1}$ )

La atenuación sísmica pozo a pozo utiliza los métodos de Relación Espectral (RE), Frecuencia Centroide (FC) y de Tiempo-Incremento (TI). Primero que todo, los reflectores de la sísmica deben tener un aplanamiento después del picado del primer arribo para luego aislar una ventana de tiempo de 2 milisegundos (ms) en el que sólo abarca la onda directa de la sísmica, porque excluye ondas no deseadas para el análisis.

### 5.2.1. Método Relación Espectral (RE)

La estimación de la atenuación, por medio del método espectral, que experimenta la onda cuando viaja de la fuente  $i$  al receptor  $j$  tiene bases en la Ecuación 5-1. Esta ecuación sufre modificaciones para ser utilizada en información de sísmica pozo a pozo, donde  $t_{ij}$  representa el tiempo que tarda la onda entre  $i$  y  $j$ ,  $|S_1(f)|$  cambia a  $(|S_{ij}(f)|)$  que es el espectro de amplitud, en el mismo rango de medición de  $t_{ij}$ , y los factores que intervienen en la atenuación de la onda son la respuesta del instrumento fuente,  $I_i(f)$ , efecto del sitio receptor,  $S_j(f)$ , y el espectro de la fuente,  $O_i(f)$ , como lo indica la ecuación a continuación (Haberland and Rietbrock, 2001):

$$|S_{ij}(f)| = G_{ij}(f)S_j(f)I_i(f)O_i(f)\exp\left(\frac{-\pi ft_{ij}}{Q}\right), \quad (5-15)$$

Donde,  $t_{ij} = t_j - t_i = \Delta t_{ij}$ . Al dividir la Ecuación 5-15 con el espectro de la fuente,  $O_i(f)$ , y aplicar logaritmo natural a ambos lados de la ecuación, entonces surge la siguiente expresión:

$$\ln\left(\frac{S_{ij}(f)}{O_i(f)}\right) = \ln[G_{ij}(f)S_j(f)I_i(f)] + \left(\frac{-\pi ft_{ij}}{Q}\right), \quad (5-16)$$

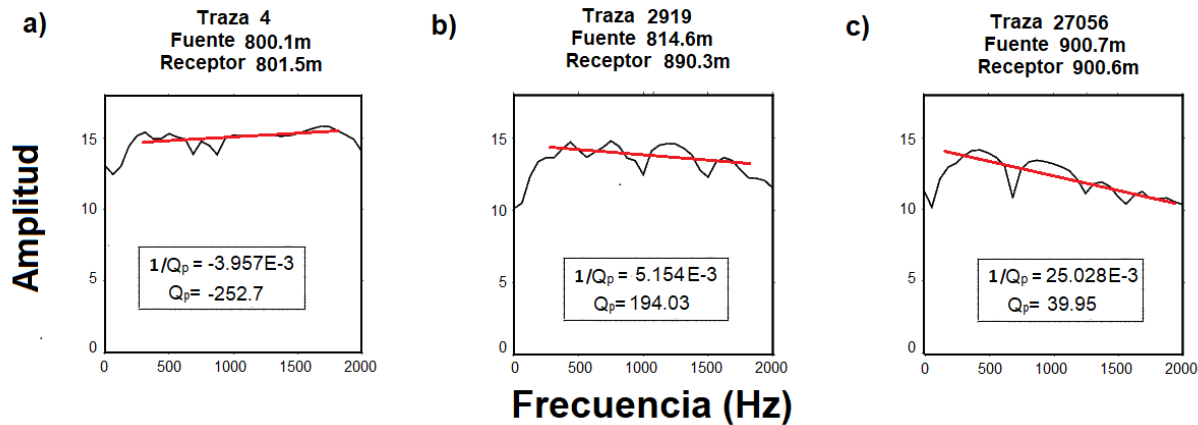
Usualmente, los factores  $S_j(f)$ ,  $I_i(f)$  y  $G_{ij}(f)$  son independientes de la frecuencia, y todos representan un solo término constante, así que es posible simplificar la ecuación anterior así:

$$\ln\left(\frac{S_{ij}(f)}{O_i(f)}\right) = C + \left(\frac{-\pi ft_{ij}}{Q}\right), \quad (5-17)$$

La Ecuación 5-17 es una función lineal que sigue la ecuación de una línea recta,  $y = mx + b$ , donde  $m$  es la pendiente el cual la expresión  $\alpha = \pi/Q$  la describe,  $b$  es el intercepto que lo representa  $C$ ,  $y$  es la relación entre  $S_{ij}(f)$  y  $O_i(f)$  y  $x$  es la frecuencia.  $O_i(f)$  es, para el caso del campo Mallik, un valor de acuerdo la experiencia de los trabajos realizados allí. La Figura 5-2 presenta el espectro de amplitud de algunas trazas de la sísmica pozo a pozo en Mallik y la estimación de  $Q$  por el método de relación espectral, descrito anteriormente, de

las respectivas trazas, donde  $Q$  es constante. En la Figura 5-2 la línea negra representa el espectro de amplitud del primer arribo y la línea recta de color rojo describe el comportamiento del espectro de amplitud con respecto a las frecuencias. El espectro de amplitud de la señal no sufre atenuación a bajas frecuencias, dentro de un rango de frecuencias de 200-1000 Hz; este tiene atenuación en las altas frecuencias, mayores que 1000 Hz hasta la Frecuencia de Nyquist (4000 Hz).

La Figura 5-2a muestra la traza 4, que corresponde a la profundidad de 801 m y tiene localización en una arena sin hidratos por encima de la zona A. La Figura 5-2b presenta la traza 2919 que tiene un atenuación mayor que la traza anterior, porque la traza está a poca distancia de la zona A (profundidad de 890 m), aunque no presenta hidratos de gas. La traza de la Figura 5-2c tiene una pendiente pronunciada (línea roja) debido a que la traza tiene mayor atenuación que la traza 4 y 2919. La traza está a una profundidad de 900 m, es decir dentro de la zona A la cual tiene presencia de hidratos de gas, es por esta razón que la atenuación es mayor.



**Figura 5-2.:** Espectro de amplitud y estimación de  $Q$ , por el método de relación espectral, para diferentes trazas de la sísmica pozo a pozo.

Una de las limitaciones de este método es el rango de frecuencias presente que usualmente son bajas frecuencias. Este método puede tener aplicabilidad en un rango de frecuencias mayor siempre y cuando la atenuación es independiente de la frecuencia y la relación señal-ruido debe ser lo suficientemente alta para que la señal sea dominante. Sin embargo, la ventaja del método es que no necesita de un modelo de ecuaciones por que el valor de  $Q$  es directo del gráfico de espectro de amplitud.

### 5.2.2. Método Frecuencia Centroide (FC)

El método analiza el pulso sísmico en el dominio de la frecuencia, observando el cambio del pulso con la profundidad. Este método primero calcula la frecuencia centroide ( $f_R$ ), que es el centro de la frecuencia en el espectro de amplitud, y su varianza ( $\sigma^2$ ) en cada traza con las siguientes ecuaciones, respectivamente (Talukder and Bording, 2013):

$$f_R = \frac{\int_0^\infty f R(f) df}{\int_0^\infty R(f) df}, \quad (5-18)$$

$$\sigma^2 = \frac{\int_0^\infty (f - f_R)^2 R(f) df}{\int_0^\infty R(f) df}, \quad (5-19)$$

En las anteriores ecuaciones  $f$  es la frecuencia y  $R(f)$  es el espectro de amplitud. La Figura 5-3 muestra el espectro de amplitud con las respectivas frecuencias centroide (indicada por la línea roja) y varianzas de algunas trazas seleccionadas al azar y para efectos comparativos las trazas corresponden a zonas con y sin hidratos (4, 2919 y 27056). Cada una de las trazas utiliza la forma de la campana de Gauss en el espectro de amplitud para la estimación de la frecuencia centroide y varianza, es decir que el espectro de amplitud está normalizado. La Figura 5-3a y b corresponden a trazas en zonas sin hidratos de gas, es por esto que una característica es que el rango de frecuencias es mayor a la traza de la Figura 5-3c. La Figura 5-3c resalta un cambio drástico (disminución) en la frecuencia centroide y aumento de la varianza con respecto a zonas sin hidratos (comparado con las Figuras 5-3a y b) como consecuencia de la presencia del hidrato.

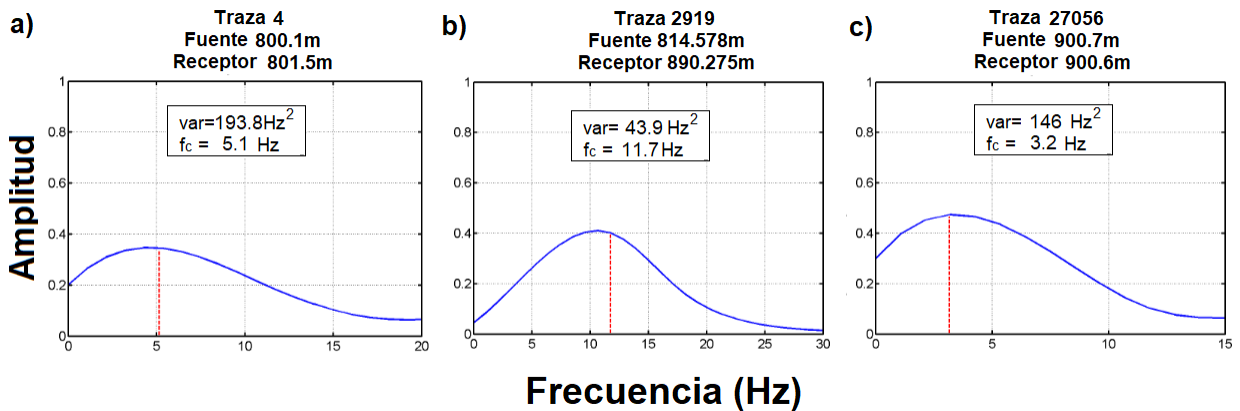


Figura 5-3.: Frecuencia centroide y varianza de la sísmica pozo a pozo del campo Mallik.

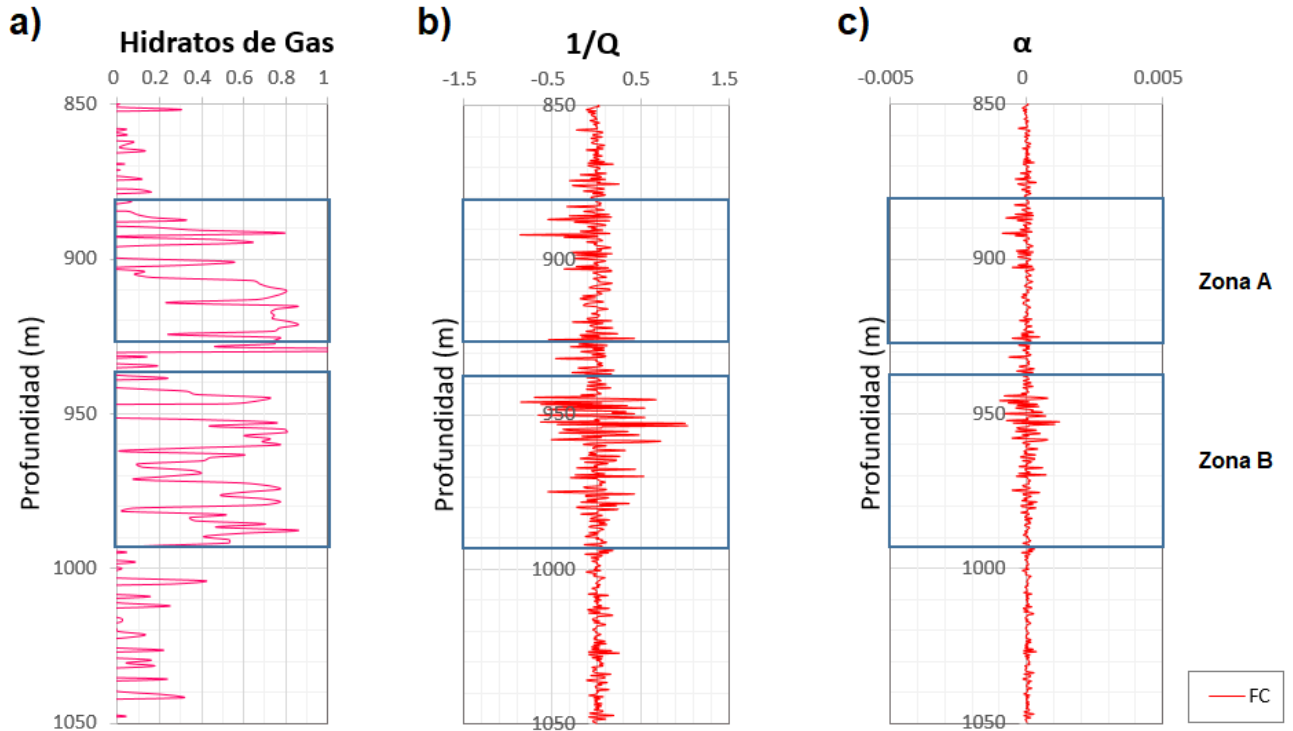
La Ecuación 5-20 (Peláez and Montes, 2017) estima el factor de calidad,  $Q_p$ , después del cálculo de la frecuencia centroide y la varianza traza por traza a diferentes profundidades, utilizando la distribución espectral de Gauss, donde  $(f_{c0} - f_{c1})$  es el diferencial de la frecuencia centroide ( $\Delta f$ ) entre una traza dada y una de referencia,  $f_{c1}$  y  $f_{c0}$  respectivamente, y  $\Delta t$  es la diferencia del tiempo de viaje correspondiente a las trazas en estudio ( $t_{c0} - t_{c1}$ ). Entonces la ecuación de  $Q_p$  por el método Frecuencia Centroide, para el cálculo en la sísmica pozo a pozo, es:

$$Q_p = \frac{\pi \sigma^2 \Delta t}{f_{c0} - f_{c1}} = \frac{\pi \sigma^2 \Delta t}{\Delta f} \quad (5-20)$$

La Figura 5-4 presenta el inverso del factor de calidad y factor de atenuación, de la fuente ubicada a una profundidad de 961.6m. Las zonas A y B con contenido de hidratos de gas presentan bajo alto inverso de Q y atenuación alcanzando valores de 0.3 y 0.0008 respectivamente, comparado con las zonas sin hidratos donde sus valores oscilan alrededor de cero. Es importante aclarar que la imposibilidad de analizar la atenuación producida por los hidratos de gas en la zona C es porque la sísmica pozo a pozo abarca hasta la profundidad de las zonas A y B (800-1100 m). Por esto el cálculo de la atenuación es hasta 1050 m de profundidad mientras que la zona C está a una profundidad de 1085 m, por lo tanto la sísmica y el cálculo de atenuación no tiene cubrimiento de esta zona.

Los hidratos de gas en la zona A están en la parte inferior o mas profunda de la arena y tienen un espesor continuo, donde altos valores de atenuación son observables comparado con zonas sin hidratos, por ejemplo, zonas de profundidad menor a 890 m. En la zona B los hidratos de gas están en espesores delgados, aproximadamente de 10 m, e intercalados con arenas de bajo contenido de este hidrato, con mayor atenuación para las áreas someras de la zona y disminuye con la profundidad, a partir de 970 m (Figura 5-4c). Sin embargo, la atenuación de algunas secciones intermedias en la zona B, con presencia de hidratos, no exhiben un valor característico de atenuación lo cual tiene asociación a la heterogeneidad de la saturación del hidrato. Los valores de atenuación de estas zonas intermedias tienen influencia por las capas cercanas, esto lo determina el espesor de la capa.

La zona más somera de la sección, que sobreyace la zona A (profundidad entre 850-890 m) y la mas profunda, que subyace la zona B (993-1050 m) muestra dispersión de valores en el factor de calidad (Figura 5-4b), debido a la eficiencia del método de frecuencia centroide y a las intercalaciones de arenas y arcillas presente a lo largo del campo. Además, el método obtiene valores negativos para el factor de calidad ( $Q_p$ ), atenuación ( $1/Q_p$ ), y factor de atenuación ( $\alpha$ ) a lo largo del rango de profundidad de la sísmica, y no es físicamente aceptable.



**Figura 5-4.:** Saturación de hidratos de gas,  $1/Q$  y factor de atenuación ( $\alpha$ ) con relación a la profundidad de la sísmica pozo a pozo por el método frecuencia centroide.

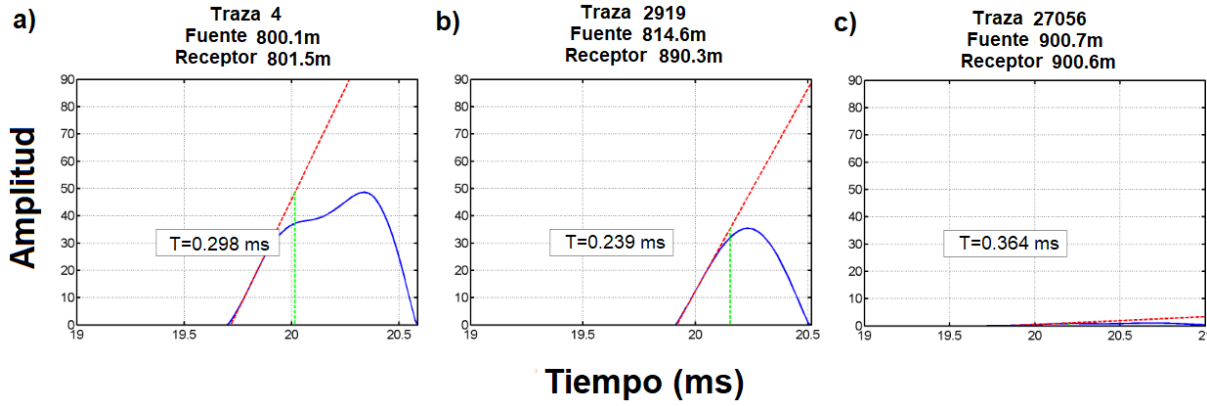
### 5.2.3. Método Tiempo-Incremento (TI)

Este método estudia la dispersión de la energía de la onda a lo largo de un medio. El método principalmente estudia el cambio de la amplitud de la onda en el tiempo. El término  $\tau$  relaciona la amplitud del primer arribo y su máxima pendiente, con el fin de incluir sólo el primer cuarto de la onda del primer arribo.

La Figura 5-5 ilustra la estimación de  $\tau$  para las trazas de la sísmica pozo a pozo. Esta figura muestra las trazas 4, 2919 y 27056 que presentan gran amplitud en comparación con las demás trazas porque corresponden a la zona suprayacente a los hidratos de gas.

Las trazas 2919 y 27056 de las Figuras 5-5b y c, respectivamente, presentan menor amplitud en comparación con la traza 4 (Figura 5-5a), que significa una gran atenuación correspondiente a la profundidad de los hidratos de gas debido a que la traza 4 es la única dentro de la zona A. La medición de la máxima pendiente, del primer cuarto de la onda, es en dos puntos sucesivos que estén después del picado del primer arribo pero que no sobrepasen el punto de máxima amplitud, es decir que esta pendiente debe corresponder al rango del primer cuarto de la onda. Una característica del comportamiento de  $\tau$  con respecto a la amplitud de la traza es que es inversamente proporcional, por ejemplo, La traza 4 tiene un  $\tau$  de 0.298 ms

y amplitud de 50, mientras que la traza 27056 tiene un  $\tau$  de 0.364 ms y su amplitud es 3 (Figura 5-5).



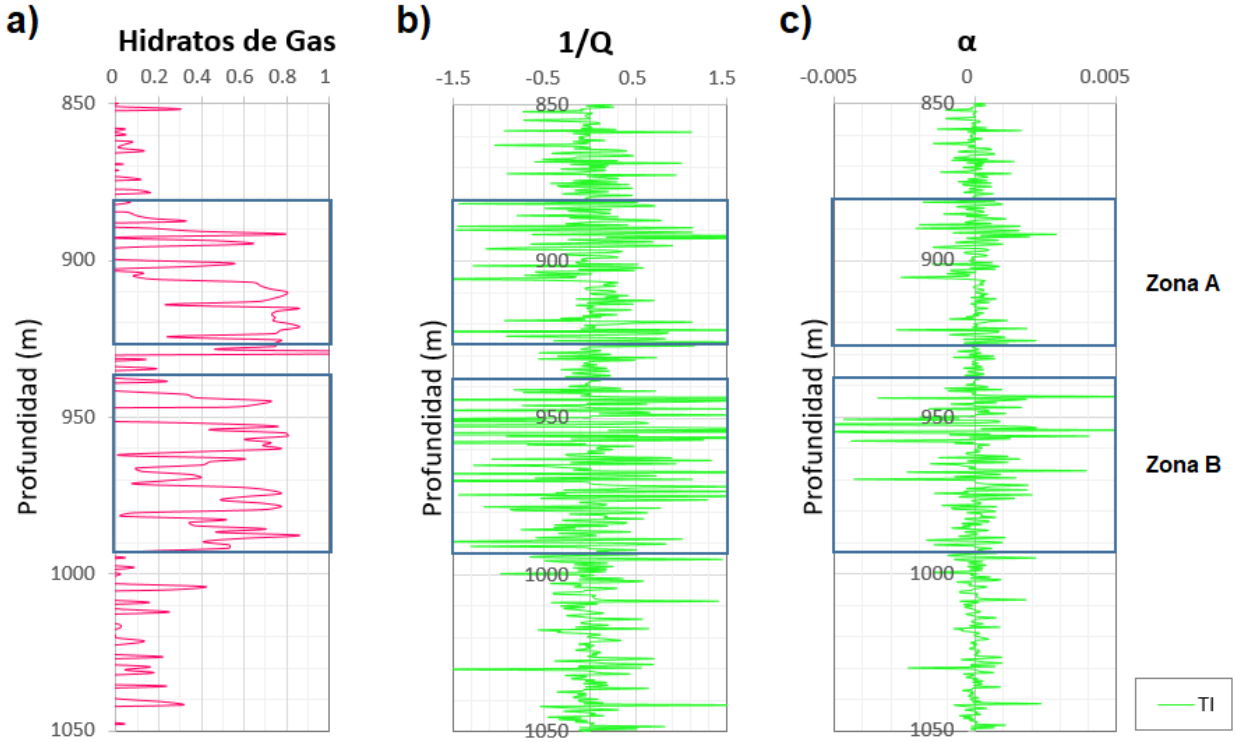
**Figura 5-5.:**  $\tau$  para las trazas de la sísmica pozo a pozo del campo Mallik.

El cálculo del factor de calidad ( $Q_p$ ) entre la reflexión  $N - 1$  y  $N$  es por medio de la siguiente ecuación (Jannsen et al., 1985), después de obtener el valor de  $\tau$  por el método descrito anteriormente:

$$Q_p = C \frac{T_N - T_{N-1}}{\tau_N - \tau_{N-1}}, \quad (5-21)$$

Donde  $T$  es el tiempo de viaje de la onda  $N$  y  $N - 1$ .  $\tau$  es la relación entre la máxima pendiente y el picado del primer arribo de las correspondientes ondas ( $N$  y  $N - 1$ ).  $C$  es una función individual para cada configuración de fuente-receptor, sin embargo  $C$  se considera un valor constante de 0.33 para  $Q$  grandes ( $Q > 20$ ), caso de la información sísmica del campo Mallik, si  $Q$  es bajo ( $Q < 20$ ) entonces  $C$  será variable (Jannsen et al., 1985).

La Figura 5-6b y c presentan el inverso del factor de calidad ( $1/Q_p$ ) y factor de atenuación ( $\alpha$ ) del método incremento-tiempo para la fuente a 961.6 m de profundidad, respectivamente. El perfil de  $1/Q_p$  a lo largo del pozo, en la Figura 5-6b, contiene las zonas A y B donde exhiben valores altos del inverso del factor de calidad, en donde hay mayor presencia de hidratos de gas ( $Q_p \approx 5 - 8$  y  $1/Q_p \approx 0.8$ ). Caso contrario sucede en la Figura 5-6c que muestra el perfil del factor de atenuación en el que para la zona A y B de hidratos de gas tienen valores altos de atenuación,  $\alpha \approx 0.002-0.003$ , comparados con las zonas sin hidratos ( $1/Q_p \approx 0.05$  y  $\alpha \approx 0$ ).



**Figura 5-6.:** Saturación de hidratos de gas,  $1/Q$  y factor de atenuación ( $\alpha$ ) versus profundidad de la sísmica pozo a pozo, del campo Mallik, por el método tiempo-incremento.

$Q_p$  presenta algunos picos de valores altos en profundidades de 830-900 m y 1000-1050 m relacionadas con secciones de poca presencia de hidratos de gas, mientras que la información de la atenuación a estas profundidades no evidencia esos picos. La atenuación de la zona A en la sección con hidratos de gas (910-930 m) tiene un comportamiento definido de valores altos en comparación con las partes de la sección de baja saturación entre 890 m y 910 m. La zona B tiene un incremento de la atenuación generalizado en las secciones con el hidrato. Sin embargo, la atenuación disminuye en las secciones mas profundas (970-993 m) como consecuencia de la heterogeneidad en la saturación, a pesar del alto contenido de hidrato en las capas inferiores de la zona.

A lo largo de la zona de estudio aparecen valores negativos del factor de calidad y atenuación que no corresponden al contenido del hidrato y no son físicamente aceptables. Numericamente, estos valores negativos se pueden analizar como un cambio que la traza anterior presenta una mayor disminución de la amplitud, y por ende mayor  $\tau$ . La ventaja de este método es que no permite que arribos secundarios influyan en la determinación del valor de  $Q$  del primer arribo. Sin embargo, el método requiere bajo contenido de ruido para que no afecte la información a usar en el análisis de atenuación debido a que este ruido enmascara la

información.

### 5.3. Atenuación de la sísmica VSP ( $Q_{vsp}^{-1}$ )

La información VSP provee facilidad de medición en los cambios *in situ* en amplitud y frecuencia de una onda P-compresional. Esta sección describe las ecuaciones, limitaciones, ventajas y resultados de la atenuación en la sísmica VSP por medio de los métodos relación espectral, frecuencia centroide y tiempo-incremento. Para la ejecución de los cálculos de estos métodos el primer arribo está aplanado y tiene una ventana de tiempo de alrededor de 70 s, con el fin de aislar la onda primaria de las ondas posteriores y el ruido.

#### 5.3.1. Método Relación Espectral (RE)

El método espectral indica que el logaritmo de la amplitud de un pulso sísmico decae linealmente como función de la frecuencia en un material homogéneo. Este método sigue la Ecuación 5-16, que modifica sus términos para adaptarlos a la información VSP de la siguiente manera (Peláez and Montes, 2017):

$$\ln [A_1(f)/A_0(f)] = \ln M_{01} - B_{01}f, \quad (5-22)$$

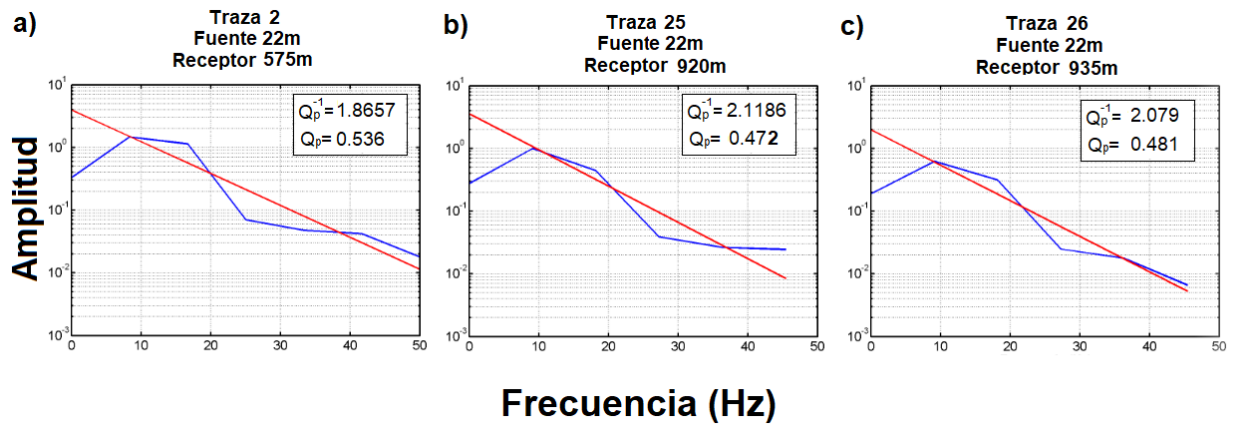
El método aplica el cálculo de atenuación entre dos profundidades  $Z_0$  y  $Z_1$ ,  $M_{01}$  es el factor independiente de la frecuencia que incluye el decaimiento de la amplitud ( $A$ ) y representa el intercepto de una línea recta en un gráfico semi-logarítmico,  $B_{01}$  es la atenuación acumulativa entre  $Z_0$  y  $Z_1$  y muestra la pendiente de la recta.

La medición de la atenuación para este método es en una ventana de tiempo de aproximadamente 70 segundos en el primer arribo, para luego aplicar la transformada rápida de Fourier, en este caso el espectro de amplitud tiene un ancho de banda de frecuencia entre 10 y 30 Hz para la sísmica VSP. La Figura 5-7 exhibe el espectro de amplitud en un gráfico semi-logarítmico con la relación espectral (línea de tendencia) y el respectivo factor de calidad con su inverso ( $Q_p$  y  $Q_p^{-1}$ , respectivamente) de tres trazas de la sísmica VSP del campo Mallik; estas trazas corresponden a zonas sin hidratos, Figura 5-7a y c, y con hidratos de gas (Figuras 5-7b). Sin embargo, el desarrollo de este procedimiento y el cálculo de atenuación es en las 50 trazas de la sísmica VSP.

La traza 2 de la Figura 5-7a corresponde a la profundidad de 575 m, el cual no tiene hidratos y su localización es en la sección por encima de la zona A. Esta traza tiene  $Q_p$  y  $Q_p^{-1}$  de 0.536 y 1.8657, respectivamente. La traza tiene como característica la baja pendiente de la línea recta, por ende baja atenuación, comparado con las trazas 25 y 26. La Figura 5-7b



muestra el espectro de amplitud de la traza 25 a la profundidad de 920 m que corresponde a la profundidad de la zona A, es decir que esta traza muestra el comportamiento cuando hay presencia de hidratos. La atenuación de la traza 25 es mayor que las trazas 2 y 26, debido a los hidratos de gas. La pendiente de la línea recta de la traza es mayor que las demás en la Figura 5-7, donde  $Q_p$  es 0.472 y  $Q_p^{-1}$  es 2.1186, mientras que la traza 26 de la Figura 5-7c tiene disminución de la atenuación ( $Q_p^{-1} = 2.079$ ), comparado con la traza 25, porque es una traza por debajo de la zona A y sin hidratos de gas.



**Figura 5-7.:** Espectro de amplitud de la ventana de tiempo de los primeros arribos y su respectiva relación espectral.

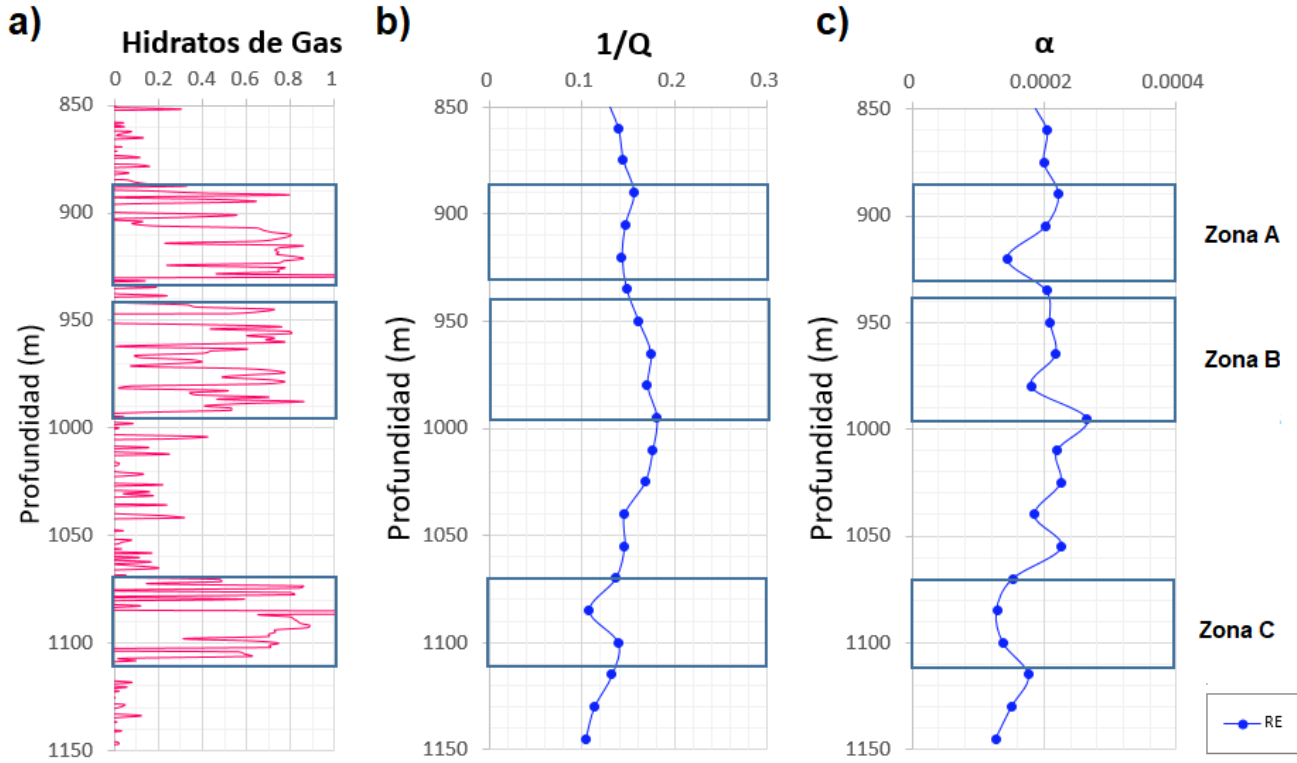
Es importante resaltar que este método es para rocas homogéneas, aunque en la práctica las rocas son heterogeneas, entonces las relaciones espectrales pueden tener desviaciones de los comportamientos lineales debido a interferencia local del ambiente en las ondas.

La estimación del factor de calidad es por medio de la Ecuación 5-22a para obtener el perfil de la Figura 5-8 y su inverso corresponde a la atenuación, como muestra la Figura 5-8b. En este caso las tres zonas de interés tienen como característica el incremento de la atenuación en comparación con las zonas en ausencia del hidrato (rango de profundidades entre 840-906 m, 929-942 m, 993-1085 m y 1108-1140 m de la Figura 5-8c).

La atenuación promedio de la zona A es 0.0002, en la zona B es 0.0022 y en la zona C es 0.0018, mientras que el inverso del factor de calidad es 0.15, 0.18 y 0.13, respectivamente. la resolución de la sísmica VSP no permite observar detalles de los cambios que ocurren en la atenuación.

Uno de los requerimientos del método es que la sísmica tenga rango bajo de frecuencias. En este caso la sísmica VSP cumple este requerimiento porque tiene un rango de frecuencias entre 0-40 Hz. Además, la principal ventaja de este método es la obtención de un valor de  $Q_p$

directo, y por ende de su atenuación, sobre el espectro de amplitud sin el uso de ecuaciones matemáticas.

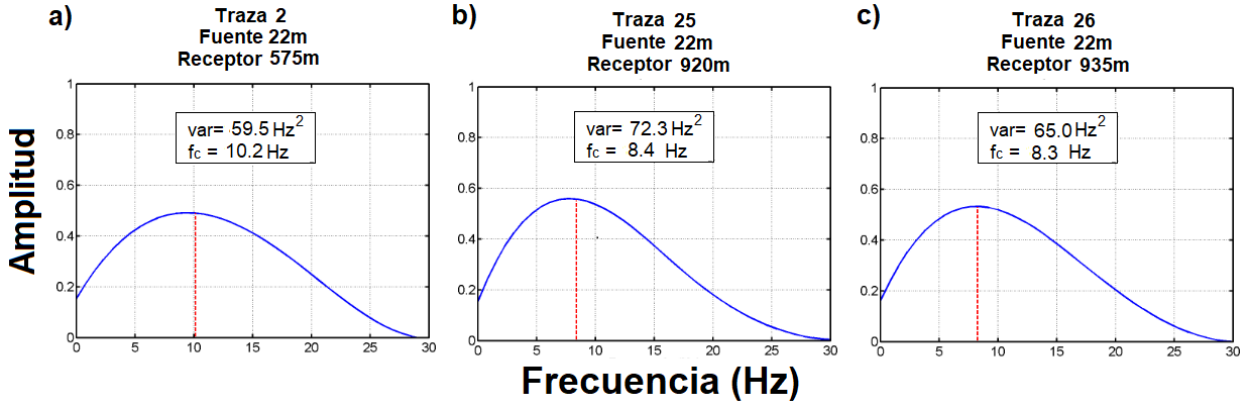


**Figura 5-8.:** Saturación de hidratos de gas,  $1/Q_p$ , y factor de atenuación  $\alpha$  versus la profundidad por medio del método relación espectral para la sísmica VSP en el campo Mallik.

### 5.3.2. Método Frecuencia Centroide (FC)

La Figura 5-9 muestra el cálculo de  $f_R$  y la varianza ( $\sigma^2$ ) para las trazas 2, 23, 26. La traza 2 (Figura 5-9a) tiene un  $f_R$  de 10.2 Hz que es más alto que las otras trazas de la Figura 5-9 y la varianza ( $\sigma^2$ ) es 59.5  $\text{Hz}^2$  el cual es menor que las demás trazas, esto es una característica de las trazas en zonas sin hidratos de gas.

La traza 25 con receptor de profundidad 920 m de la Figura 5-9b está en una zona A y su  $f_R$  disminuye considerablemente a 8.4 Hz comparado con la traza 2 y su varianza alcanza el valor de 72.3  $\text{Hz}^2$ , el cual incrementó hasta valores cercanos a los valores de las trazas correspondientes a zonas con hidratos. Por otro lado, la traza 26 corresponde a un receptor ubicado en la zona inmediatamente debajo de la zona A (profundidad 935 m) en el que su  $f_R$  disminuye ligeramente a 8.3 Hz y su varianza disminuye considerablemente a 65  $\text{Hz}^2$ .

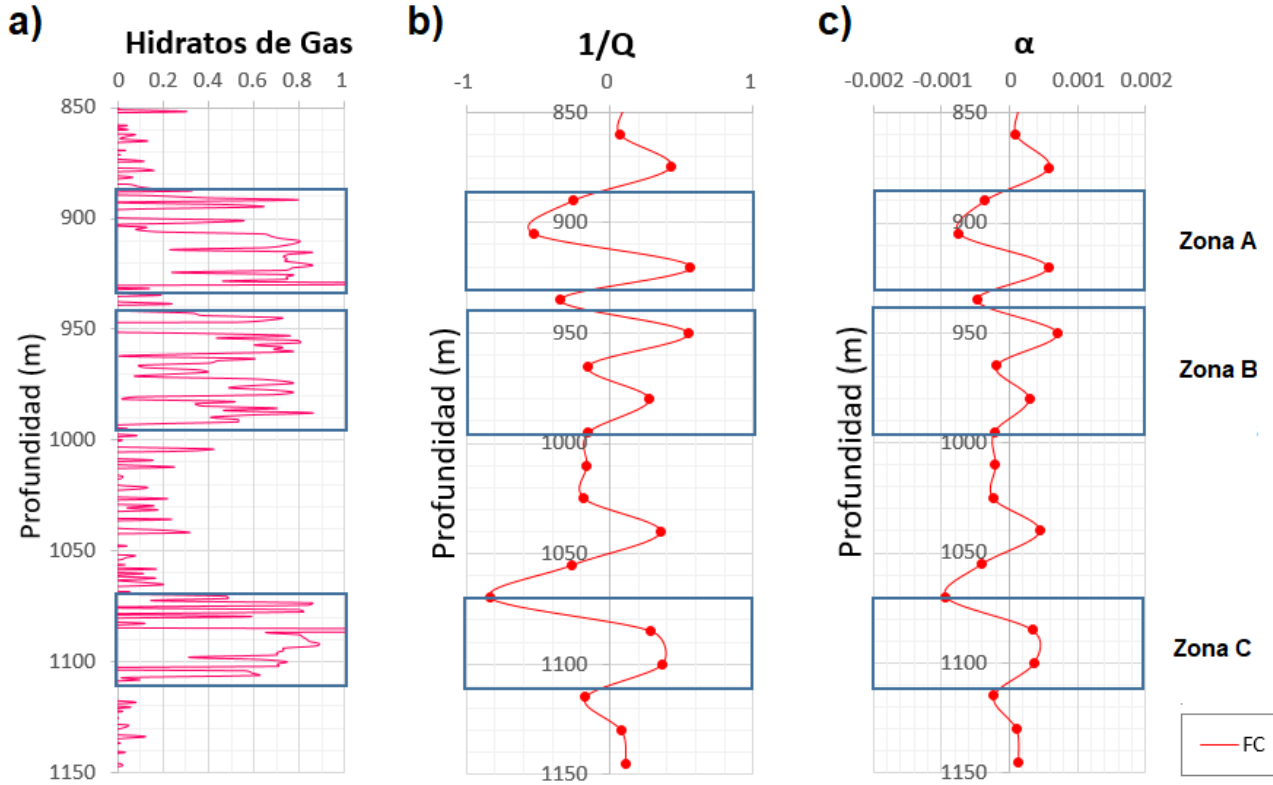


**Figura 5-9.:** Frecuencia centroide y varianza de las trazas de la sísmica VSP. a) Traza a profundidad de 575 m. b) Traza a profundidad de 920 m. c) Traza a profundidad de 935 m.

Los valores estimados de  $1/Q_p$  y factor de atenuación ( $\alpha$ ), por medio de la Ecuación 5-20, los muestra en la Figura 5-10. El factor de calidad de por el método de frecuencia centroide presenta amplios rangos para cada una de las zonas; los valores de  $Q_p$  son sensibles a los cambios de saturación de hidratos en éste método, es por eso que los rangos de  $Q_p$  son amplios. La atenuación muestra el mismo comportamiento de la Figura 5-8, donde la zona A y C incrementa la atenuación pero la zona B la afecta notablemente las heterogeneidades de la zona (Figura 5-10c).

En el método de frecuencia centroide es mas claro el ligero incremento de atenuación de la zona B, sin embargo, éste no tiene la misma constancia que para las demás zonas con hidratos. En términos numéricos el inverso del factor de calidad ( $1/Q_p$ ) para la zona A tiene un rango de -0.5 a 0.5, la zona B de -0.1 a 0.5 y la zona C de -0.9 a 0.4. El factor de atenuación ( $\alpha$ ) para las diferentes zonas está entre -0.001 y 0.0005 para la zona A, -0.0001 y 0.0005 para la zona B y -0.001 a 0.0002 para la zona C.

Los valores negativos tanto para  $Q_p$  como para  $1/Q_p$  están presentes y son considerados anómalos debido a que físicamente son incoherentes y esto dificulta la determinación de la atenuación promedio de las zonas. Sin embargo, numéricamente se considera que los valores negativos de atenuación tienen origen debido a un corrimiento positivo de la frecuencia centroide de la siguiente, que se traduce en una amplificación de la onda. Además de esto, dentro del perfil del factor de calidad hay un pico anómalo a la profundidad de 848 m el cual es un error en el método de frecuencia centroide.

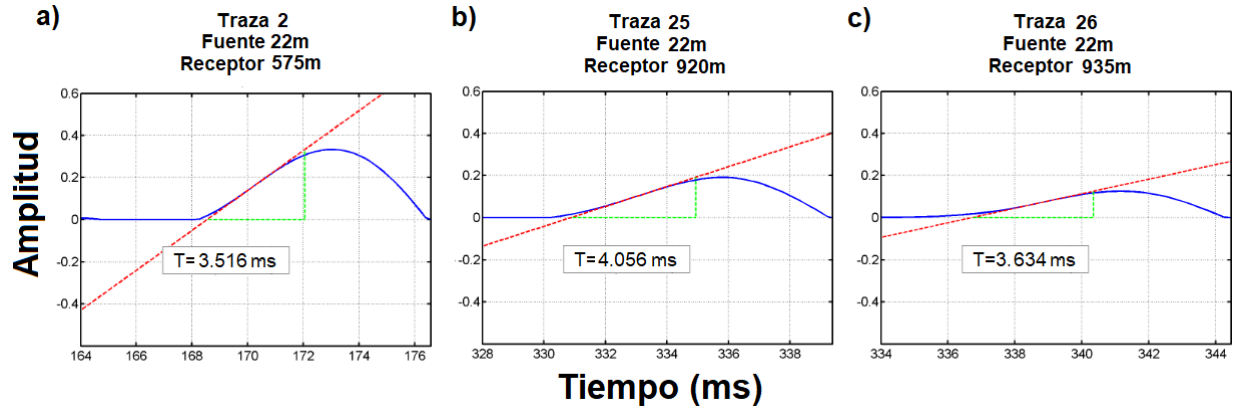


**Figura 5-10.:** Saturación de hidratos de gas,  $1/Q_p$  y factor de atenuación ( $\alpha$ ) versus profundidad por el método frecuencia centroeide para la sísmica VSP.

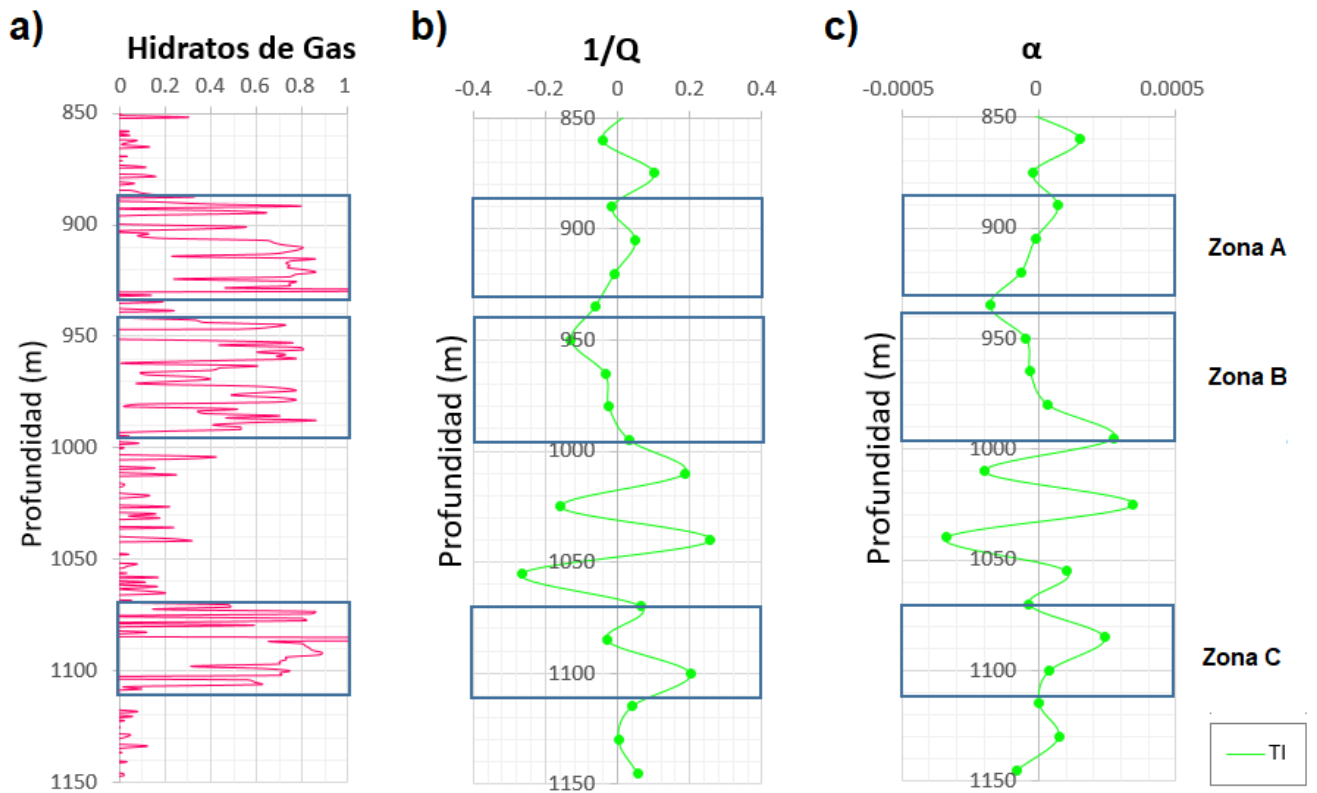
### 5.3.3. Método Tiempo-Incremento (TI)

La Figura 5-11 presenta tres trazas dentro (traza 25) y fuera de la zona de hidratos de gas (traza 2 y 26). La traza 2 de la Figura 5-11a corresponde a la parte más somera de la sección y que suprayace los hidratos de gas de la zona A a una profundidad de 575 m, esta traza tiene un  $\tau$  de 3.516 ms, la traza 25 corresponde al receptor a 920 m de profundidad dentro de la zona A y tiene un  $\tau$  de 4.056 ms (Figura 5-11b), donde presenta un aumento de  $\tau$  en comparación con las trazas de las zonas sin hidratos. La traza 26, de la Figura 5-11c, del receptor a 935 m de profundidad presenta un  $\tau$  de 3.634 ms.

Usualmente trazas más profundas y en zonas sin hidratos de gas tiende a mostrar una recuperación de amplitud pero la traza 26 está muy cercana a la base de los hidratos de la zona A y aún no muestra este comportamiento completamente.



**Figura 5-11.:**  $\tau$  para trazas de la s mica VSP. a)  $\tau$  para la traza a profundidad de 575 m. b)  $\tau$  para la traza a profundidad de 920 m. c)  $\tau$  para la traza a profundidad de 935 m.



**Figura 5-12.:** Saturación de hidratos de gas, inverso del factor de calidad ( $1/Q_p$ ) y factor de atenuación ( $\alpha$ ) versus profundidad por el método tiempo-incremento para la s mica VSP.

La Figura 5-12 muestra el perfil del inverso del factor de calidad ( $Q_p^{-1}$ ) y factor de atenuación ( $\alpha$ ) del método Tiempo-Incremento en los estratos de hidratos de gas del campo Mallik.

La atenuación de las trazas sucede a las profundidades de los hidratos de gas de las zonas A, B y C.

La zona A presenta un  $Q_p^{-1}$  entre -0.05 y 0.05, y  $\alpha$  oscila entre -0.00015 y 0.00008. En esta zona la atenuación varía poco debido a que la zona es delgada y con pocas variaciones del contenido de la saturación. La zona B es una zona de espesor considerable y grandes variaciones en el contenido del hidrato, es por esto que la Figura 5-12b y c muestran valores negativos principalmente de  $Q_p^{-1}$  y  $\alpha$ . Sin embargo, la zona B muestra un ligero incremento de la atenuación hacia los valores positivos y no uno drástico como es usual con la presencia de los hidratos de gas.  $1/Q_p$  para esta zona tiene valores entre -0.05 y 0.05, y  $\alpha$  presenta un rango de -0.00015 y 0.00035. La zona C en éste método presenta el pico mas alto del inverso del factor de calidad que las demás zonas con hidratos de gas, este alcanza un valor de hasta 0.3, el inverso del factor de calidad fluctúa entre 0 y 0.3, y el factor de atenuación oscila entre 0 y 0.00035.

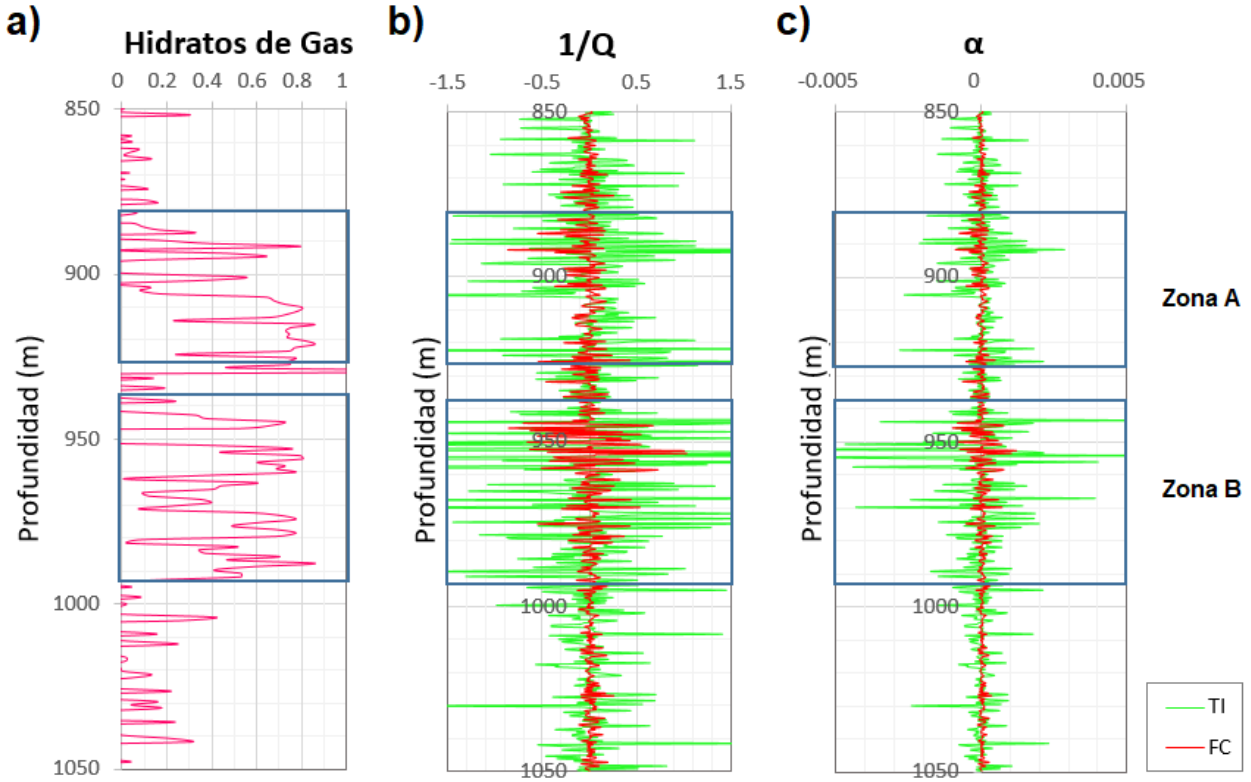
La ventaja que presenta este método es que trabaja directamente con los cambios de amplitud de la traza en el dominio del tiempo, sin cambios de dominios previos, y se excluyen ondas secundarias y/o ruido debido a que los cálculos son solo con el cuarto de la onda del primer arribo.

## 5.4. Comparación de la atenuación por diferentes métodos y correlación

La comparación de la atenuación de los métodos anteriormente mencionados y para cada fuente de información (registro sísmico, sísmica VSP y pozo a pozo). La Figura 5-13 muestra la distribución de la atenuación entre 800 m y 1050 m de profundidad, en el que incluye la zona A y B de los hidratos de gas, donde la fuente de información es la sísmica pozo a pozo y los métodos a comparar son Frecuencia Centroide (FC) y Tiempo-Incremento (TI). En este caso el método Relación Espectral (RE) no se utiliza para la comparación debido a que no es aplicable en sísmica pozo a pozo por tener rango de frecuencias alto, la cual es una limitante del método.

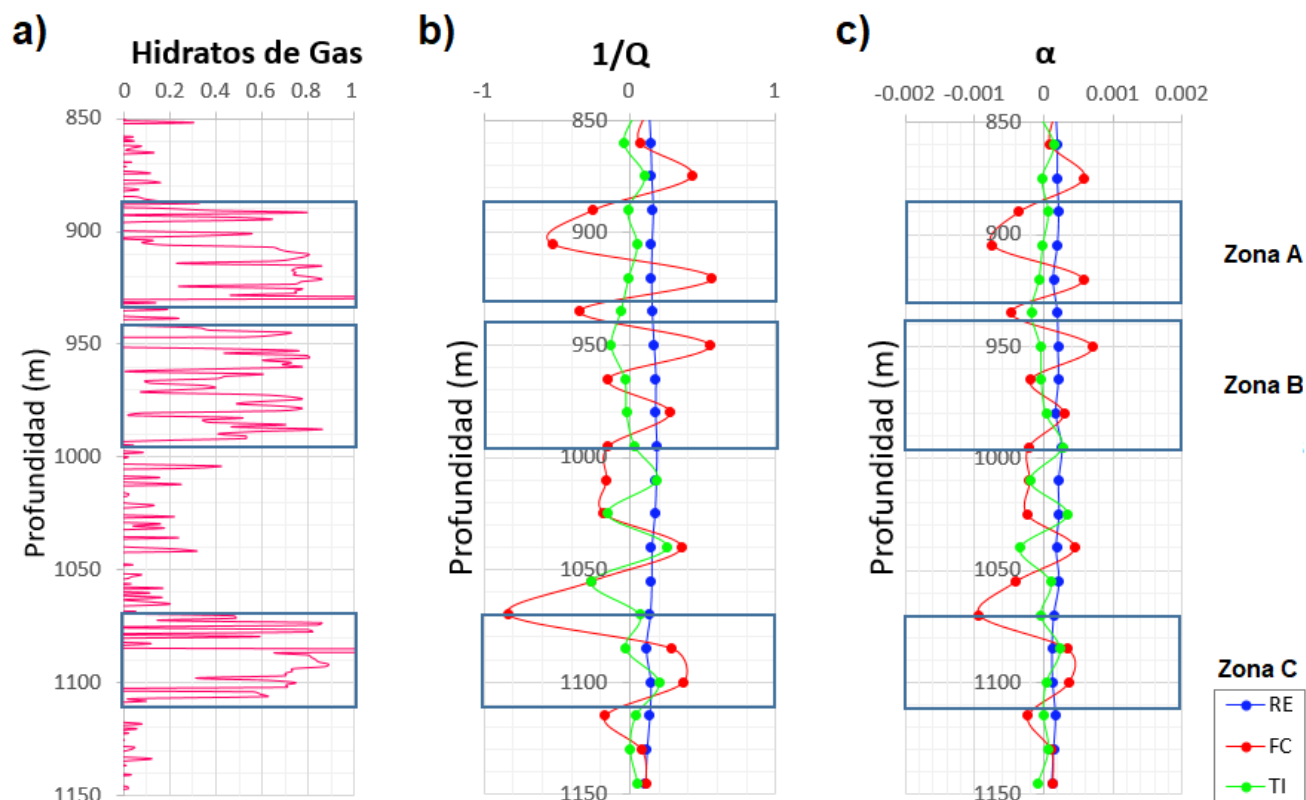
La Figura 5-13b exhibe el resultado del inverso del factor de calidad ( $Q_p^{-1}$ ), de color verde, por medio del método frecuencia centroide. Existen valores altos de  $Q_p^{-1}$  ( $>0.5$ ) en la zona central que corresponden a la localización de los hidratos de gas. La Figura 5-13b muestra  $Q_p^{-1}$  como resultado del método tiempo-incremento, de color rojo. Los picos altos (mayor que 0.5 y menor que -0.5) se localizan en las zonas de hidratos de gas. El método FC para la sísmica pozo a pozo calcula un amplio rango de valores de atenuación, comparado con el

método TI. Aunque, ambos métodos coinciden con presentar altos valores de atenuación en zonas con presencia de hidratos de gas. Esto indica que el hidrato tiene un efecto atenuante en las ondas sísmicas. El  $Q_p$  promedio para la zona A y B para la sísmica pozo a pozo es entre 5 y 8; estos valores fueron comparados con estudios anteriores y coinciden.



**Figura 5-13.:** Comparación del inverso del factor de calidad y factor de atenuación por el método Frecuencia Centroide (FE) y Tiempo-Incremento (TI) en la sísmica pozo a pozo.

La Figura 5-14 presenta los valores de  $Q_p^{-1}$  y  $\alpha$  de los métodos RE, FC y TI para la información del VSP. El método RE no muestra gran variación entre las zonas de interés, por lo tanto este método no indica claramente las zonas de alta atenuación como lo hacen los otros métodos. El método FC exhibe valores altos tanto para el inverso de  $Q$  como el factor de atenuación en las zonas con hidratos de gas. El método TI muestra las zonas de hidratos de gas con valores netamente negativos, debido a que se compara  $\tau$  con la traza anterior, es decir  $\tau$  será grande para una traza atenuada y por ende la diferencia será negativa.  $Q_p$  promedio para las zonas con hidratos de gas es de 7.5 a 10; estos valores fueron comparados con estudios anteriores y coinciden.



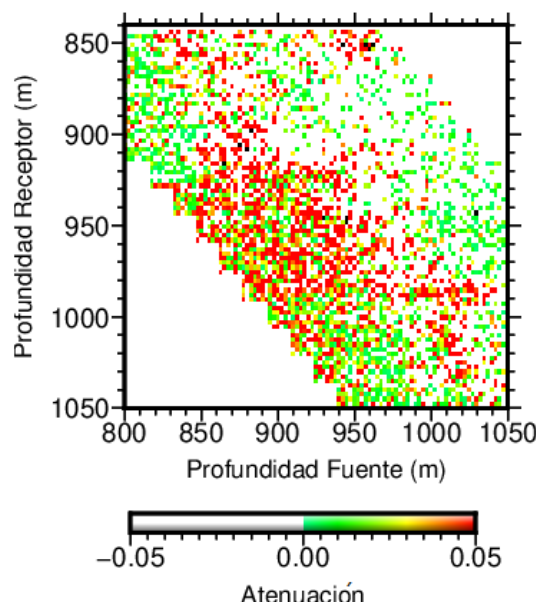
**Figura 5-14.:** Comparación valores del inverso del factor de calidad y factor de atenuación por el método Relación Espectral (RE), Frecuencia Centroide (FE) y Tiempo-Incremento (TI) para la sísmica VSP.

La zona B tiene como característica la baja atenuación en todos los métodos, a pesar de contener hidratos, en comparación con la zona A y B. Este comportamiento de la atenuación de la zona B es por la intercalación de arcillas y areniscas con hidratos de gas, la cual considera la zona como heterogénea. La zona C presenta la atenuación más alta del perfil y esto es coincidente en todos los métodos; sin embargo, el método FC es el que mejor describe el bajo contenido de hidrato a 1095 m, debido a que muestra la disminución de la atenuación en este punto.

La atenuación calculada por diferentes métodos no es exactamente el mismo valor, sin embargo los métodos muestran un comportamiento similar en cuanto a la presencia de hidratos de gas. Los hidratos de gas generan una mayor atenuación en la onda sísmica, por este fenómeno se puede determinar zonas de atenuación alta y correlacionar con diferente información geofísica con el fin de determinar la presencia de un fluido, o en este caso de hidratos de gas. La Figura 5-15 es un gráfico de distribución de atenuación en la zona de estudio y adquisición de la sísmica pozo a pozo. Al analizar la distribución de la atenuación, se encuentra que los valores altos de atenuación (de color rojo) se agrupan en zonas de profundidades entre



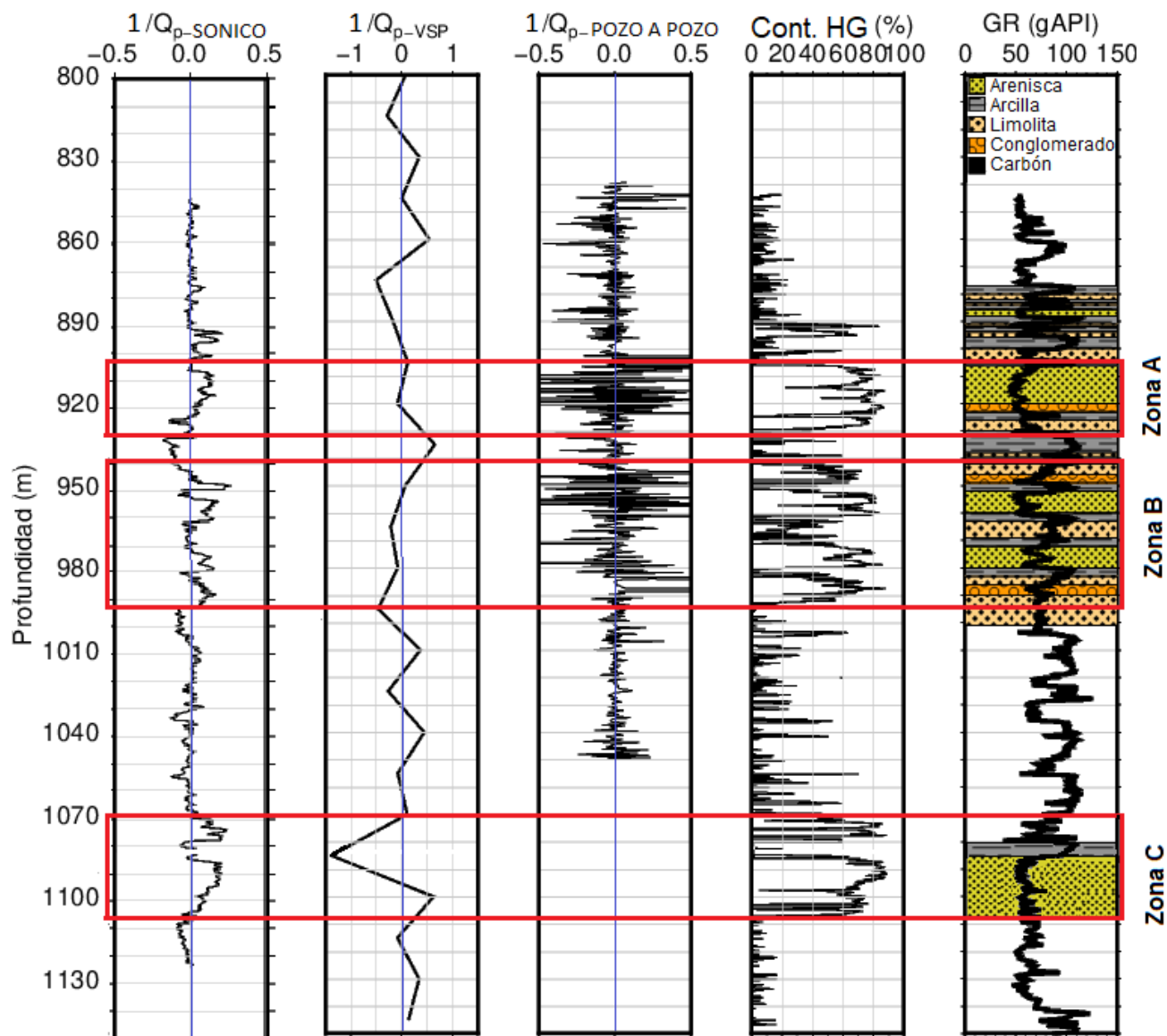
900 a 1000 m. En estas zonas también hay presencia de buenas saturaciones de hidratos.



**Figura 5-15.:** Distribución de la atenuación en la sísmica pozo a pozo.

La correlación del perfil de atenuación con el registro gamma ray y la litología en el campo Mallik la presenta la Figura 5-16. Es importante aclarar de antemano que los rangos de ancho de banda para cada perfil de atenuación son diferentes, por lo tanto los fenómenos presentados también son distintos. La atenuación de la zona A incrementa tanto para la información proveniente de la sísmica pozo a pozo como para el VSP y presenta valores altos en la atenuación del registro sísmico. Para la zona B el perfil de atenuación proveniente de la sísmica pozo a pozo y registro sísmico identifica el incremento de la atenuación para cada una de las capas delgadas que contienen el hidrato en la zona B, apesar de que el incremento es menor a medida que aumenta la profundidad en la zona. La atenuación del VSP en la zona B obtiene un decremento que corresponde a la heterogeneidad de la zona.

Los cambios de la atenuación no son posible apreciar a menor escala, debido a que la resolución del VSP no es buena, es por esto que es importante correlacionar la atenuación de las demás sísmicas. La zona C no tiene registro en la sísmica pozo a pozo, debido a que este rango de profundidad no la abarca la sísmica. La atenuación del VSP en esta zona aumenta abruptamente apesar de estar precedida por una capa arcillosa de baja atenuación y el comportamiento lo muestra tanto el registro sísmico como el VSP.

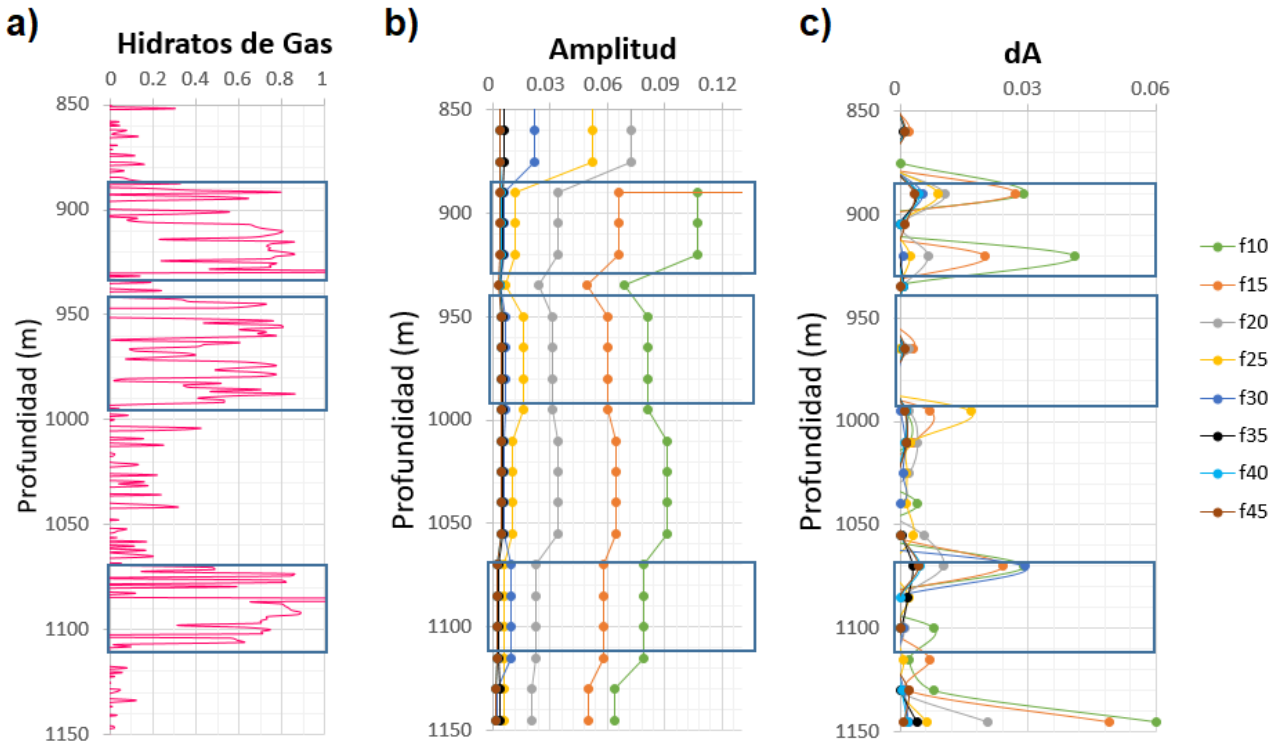


**Figura 5-16.:** Correlación de la atenuación, a diferentes anchos de banda de frecuencia, con la litología y el registro gamma ray.

## 5.5. Análisis espectral y atenuación

Con el fin de entender la atenuación en ondas debido a la presencia de hidratos de gas, se realiza un análisis espectral para observar el comportamiento de la amplitud según la frecuencia. Por medio de la transformada de Fourier para pasar al dominio de la frecuencia, se determinó la amplitud a cada frecuencia para la información VSP. La Figura 5-18 muestra el cambio de la amplitud a diferentes frecuencias a lo largo de la zona de estudio. La Figura 5-18B presenta el cambio de la amplitud y muestra que hay una disminución de la amplitud

en las zonas con hidratos de gas para las diferentes frecuencias. En la zona a profundidad de 1000-1060 m presenta un incremento de la amplitud que se asocia a la ausencia de hidratos, esto confirma que los hidratos influyen directamente las ondas sísmicas. La Figura 5-18c exhibe la variación relativa de la amplitud (dA), en el que muestra valores altos exactamente en los cambios de medio; esto indica que el cambio de medio, especialmente, incurre en un fuerte cambio en la amplitud de la onda.



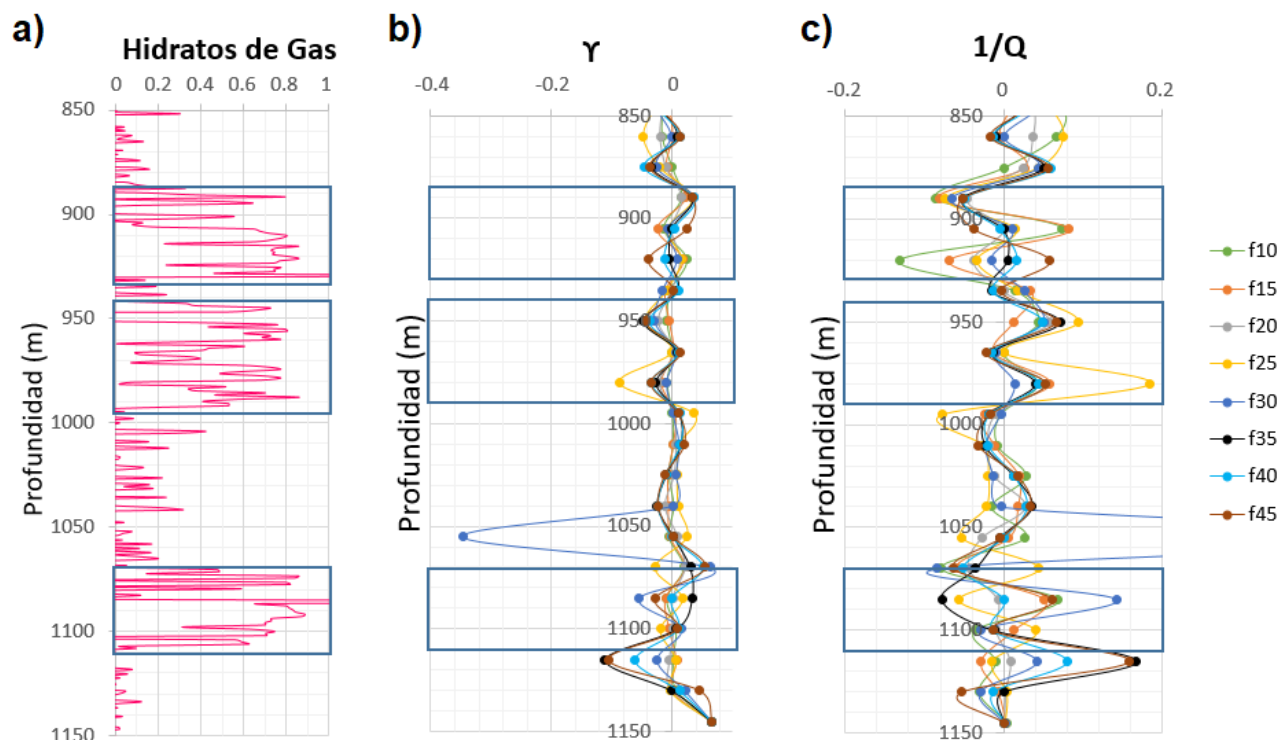
**Figura 5-17.:** Amplitud a diferentes frecuencias a lo largo de la zona de estudio. a) Saturación de hidratos de gas. b) Amplitud. c) Variación relativa de la amplitud.

La atenuación con base al cambio de amplitud es a partir de la Ecuación 2-3 se define el factor de atenuación  $\gamma_A$ , que indica la variación relativa de la amplitud con respecto a la distancia:

$$\gamma_A = -\frac{\frac{dA}{A}}{dr} \quad (5-23)$$

Donde dr es la distancia entre geófonos, A es la amplitud y dA es el cambio de amplitud. La Figura 5-18b exhibe la atenuación a diferentes frecuencias ( $\gamma_A$ ) al usar la ecuación mencionada anteriormente.  $\gamma_A$  a diferentes frecuencias muestra mayores valores para las zonas con

hidratos de gas, especialmente en los cambios de medio, y el inverso de  $Q$  tiene un amplio rango para estas zonas también.

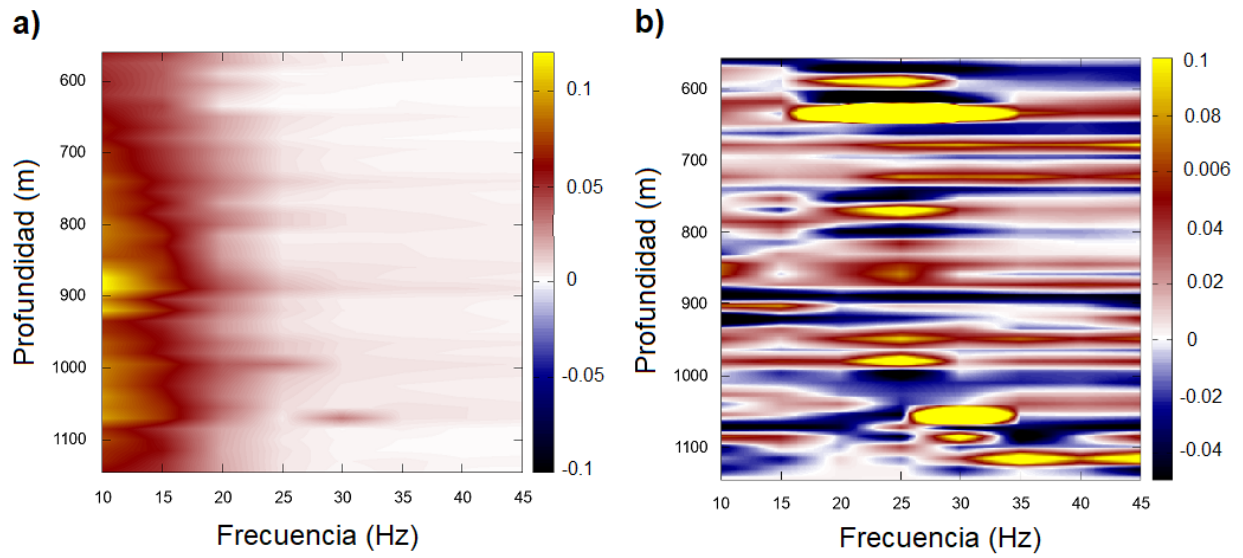


**Figura 5-18.:** Atenuación con la variación de la frecuencia. a) Saturación de hidratos de gas. b) Factor de atenuación en función de la amplitud. c) Inverso del factor de calidad.

La tomografías es una herramienta importante para identificar zonas y observar el comportamiento de variables, que para este caso es la amplitud y atenuación en función de la frecuencia. La Figura 5-19a muestra el cambio de la amplitud a diferentes profundidades. La amplitud presenta altos valores a bajas frecuencias y disminución hacia las altas frecuencias, especialmente en las zonas con hidratos. La Figura 5-19b presenta los cambios de atenuación, donde existe una zona de alta atenuación a la profundidad de 650 m que relaciona la capa de permafrost presente hasta los 700 m. En la zona A y B también exhibe zonas de gran atenuación en frecuencias mayores que 20 Hz (zonas de color amarillo).

Es importante resaltar el efecto en la atenuación y amplitud al pasar la onda por zonas sin hidratos de gas. A profundidad de 900 m en la tomografía de amplitudes (Figura 5-19a) presenta baja disminución de la amplitud (color rojo constante), mientras que en la tomografía de atenuación (5-19b) esto refleja un reflector constante de color negro, lo cual indica una atenuación alta hacia el eje negativo. Esta atenuación indica que hubo un incremento

abrupto de la amplitud después de que la onda se encontraba atenuada.



**Figura 5-19.:** Tomografía del cambio de amplitud y atenuación en función de la frecuencia.  
a) Tomografía de la amplitud. b) Tomografía de la atenuación.

## 6. Modelamiento de ondas acústicas en zona de hidratos de gas

Este capítulo contiene el modelamiento de las ondas acústicas en las zonas A, B y C con hidratos de gas del campo Mallik. La Tabla **6-1** indica las propiedades de la arenisca reservorio del hidrato de gas para las zonas en estudio que son fuente de trabajos realizados en el campo Mallik mencionados en la siguiente Tabla:

**Tabla 6-1.:** Propiedades de la arenisca de cada una de las zonas en estudio.

Propiedades	Contenido HG			Fuente
	Zona A	Zona B	Zona C	
$\phi$ [%]	37.5	33.4	34	<i>Winters et al. (2004b)</i>
$V_{HG}$ [%]	72.8	60	80	
$\phi_a^r$ [%]	10.2	13.6	6.5	Calculado
$\rho_{arenisca}$ [ $Kg/m^3$ ]	2650	2673.4	2682.9	<i>Winters et al. (2004b)</i>
$K_{arenisca}$ [ $GPa$ ]	38	38	38	
$\mu_{arenisca}$ [ $GPa$ ]	44	44	44	

Las zonas en Mallik tienen contenido de hidratos de gas que hace parte de la matriz sólida y contiene agua dentro de los poros. Los parámetros físicos del hidrato de gas y del agua en los poros están en la Tabla **6-2**. Esta información proviene de los trabajos realizados por Rubino (2008) en el campo Mallik.

**Tabla 6-2.:** Propiedades del hidrato de gas y agua contenida en los poros (Rubino, 2008).

	Propiedades		Fuente
Hidrato	$\rho_{hidrato}$ [ $Kg/m^3$ ]	970	<i>Rubino (2008)</i>
	$K_{hidrato}$ [ $GPa$ ]	7.9	
	$\mu_{hidrato}$ [ $GPa$ ]	3.3	
Agua	$\rho_f$ [ $Kg/m^3$ ]	1010	
	$K_f$ [ $GPa$ ]	2.67	
	$\eta$ [ $P$ ]	0.018	

Los modelamientos de este capítulo incluye el contenido de arcillas del campo Mallik por medio de la Ecuación 2-26 y el tamaño de los granos es promediado con la Ecuación 2-27. Donde el tamaño medio de grano de la arcilla ( $d_{arcilla}$ ) es  $0.3 \mu m$  y cuarzo ( $d_{cuarzo}$ )  $80 \mu m$ . luego estos valores se utilizan en la Ecuación 2-28 para calcular la permeabilidad absoluta ( $k$ ), donde la porosidad absoluta reducida  $\phi_a^r$  para cada zona está en la Tabla **6-1** y el factor geométrico  $B_k$  es 0.003.

La frecuencia crítica es cuando el espesor de la capa límite es del tamaño del poro. Si se considera un tubo cilíndrico por cuyo interior viaja un fluido viscoso pero paralelo a la longitud del tubo, el espesor de la capa límite es la distancia entre la pared hasta la región del tubo donde la velocidad relativa del fluido esta muy cerca a la velocidad máxima (Rubino, 2008). La frecuencia crítica representa el límite de frecuencias donde el flujo del fluido en los poros deja de ser laminar y empieza a ser turbulento, es allí donde existe el equilibrio de las fuerzas viscosas con las inerciales. La frecuencia crítica es la relación  $f_j = w_j/2\pi$  donde la frecuencia  $w_j$  proviene de la Ecuación 2-29 y el coeficiente de cementación,  $m$ , es 2 el cual corresponde a arenas arcillosas. La frecuencia crítica ( $f_j$ ) de cada zona de estudio es 15.29 KHz para la zona A, 18.80 KHz para la zona B y 20.58 KHz para la zona C, y el agua es el fluido saturante en los poros de la roca.

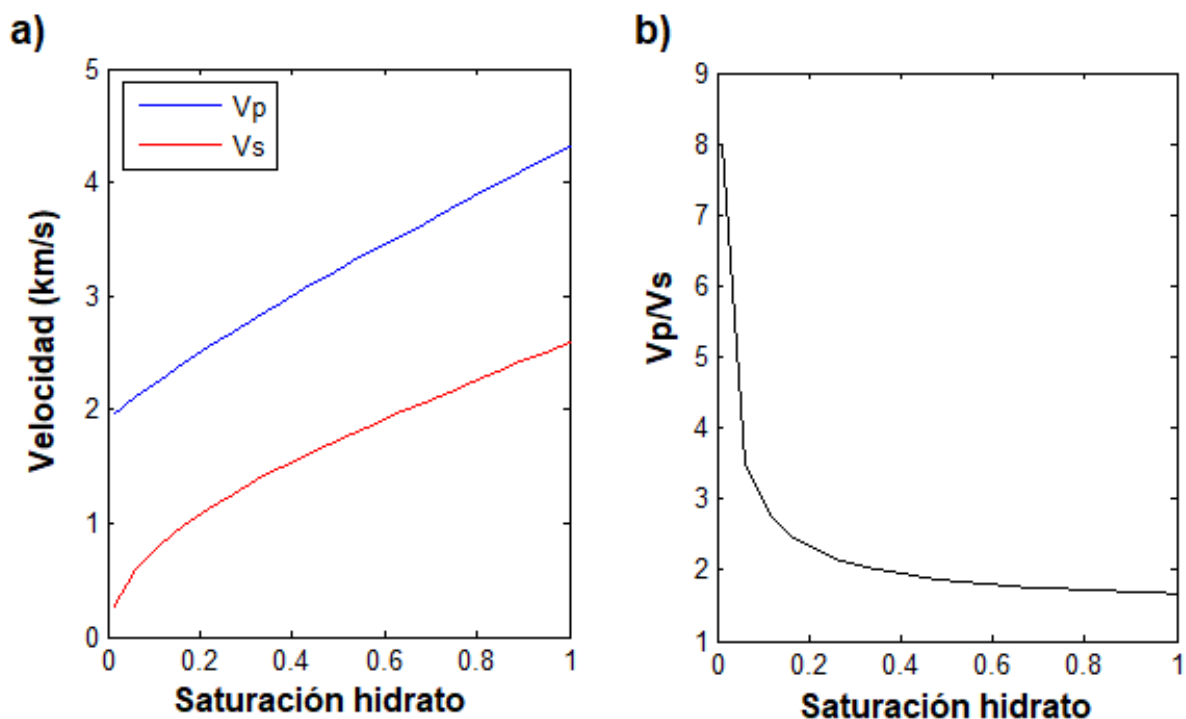
El modelamiento de las velocidades de onda en el campo Mallik presentados en la sección a continuación sigue los trabajos de Santos et al. (2004) y las Ecuaciones 2-6 y 2-7 mencionadas en el marco teórico. La información de cada zona que alimenta estas ecuaciones están en las Tablas **6-1** y **6-2**.

## 6.1. Modelamiento de las velocidades de onda

La Figura **6-1** muestra las velocidades de la onda compresional y de corte en función de la saturación del hidrato de gas para la zona A con la porosidad reducida completamente saturada de agua. El aumento del contenido de hidrato de gas en los poros, y por consiguiente la disminución de la saturación de agua, genera mayor rigidez en la roca y disminuye la densidad, es por esto que hay un incremento en la velocidad (Figura **6-1a**). La velocidad de la onda de corte en la Figura **6-1a** es creciente con el aumento del contenido de hidrato y está en un rango de 2-4.3 km/s para  $V_p$  y 0.3-2.6 km/s para  $V_s$ ; este comportamiento de la onda de corte se debe a que este tipo de ondas no viajan a través de los fluidos.

La Figura **6-1b** representa la relación  $V_p/V_s$  el cual muestra una disminución hiperbólica a mayores valores de la saturación del hidrato de gas. A saturaciones de hidratos menor que 0.2 el cambio de  $V_p/V_s$  es drástico, mientras que en valores mayor que 0.2 la disminución de la relación  $V_p/V_s$  es lenta; la razón de esto es debido a que la velocidad de la onda S

no se propaga en líquidos, por lo tanto cuando hay menor contenido de hidratos hay mayor contenido de agua en los poros y esta onda no se propaga, pero a mayor contenido de hidratos entonces existe mas sólido y las ondas viajarán mejor en el medio.



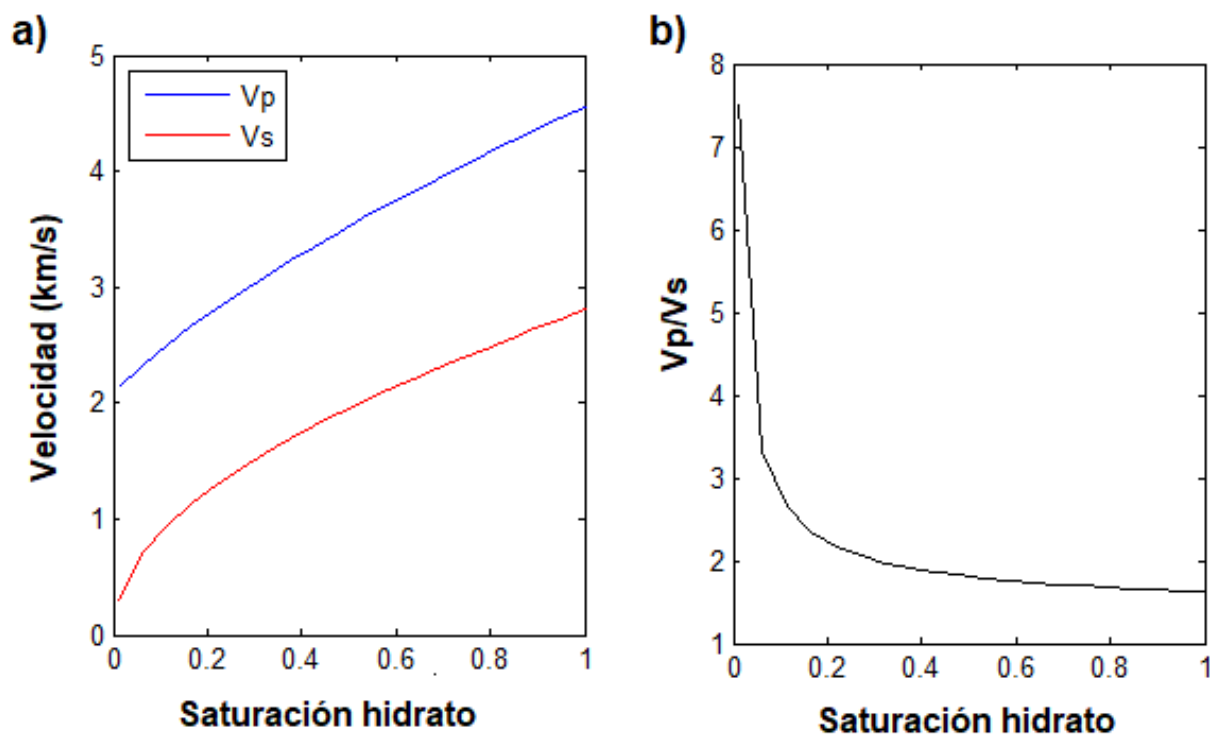
**Figura 6-1.:** Modelamiento de velocidades de onda de la zona A. a) Velocidad de las ondas en función de la saturación del hidrato de gas. b)  $V_p/V_s$  en función de la saturación de agua.

La Figura 6-2 representa la velocidad de la onda compresional y de corte cuando estas ondas viajan a través de la zona B (línea azul y roja, respectivamente). En este caso la velocidad de la onda compresional muestra mayor caída cuando disminuye la saturación del hidrato y cuando incrementa el hidrato la velocidad de la onda compresional aumenta (Figura 6-2a) debido a que el hidrato da rigidez a la roca. La heterogeneidad de la zona B genera que esta zona presente rangos amplios de velocidades (2.05-4.5 km/s para  $V_p$  y 0.2-2.9 km/s para  $V_s$ ) comparado con las zonas A y C.

En esta zona la velocidad de la onda de corte cambia en función de la saturación de agua puesto que esta onda no viaja a través de los fluidos. La relación  $V_p/V_s$  (Figura 6-2b) muestra un cambio hiperbólico que se agudiza cuando la saturación del hidrato es menor que 0.18 y por consecuente alta saturación de agua ( $>0.18$ ). La rigidez que adquiere la roca debido a la saturación del hidrato muestra evidencias con la variación lenta de  $V_p/V_s$  a



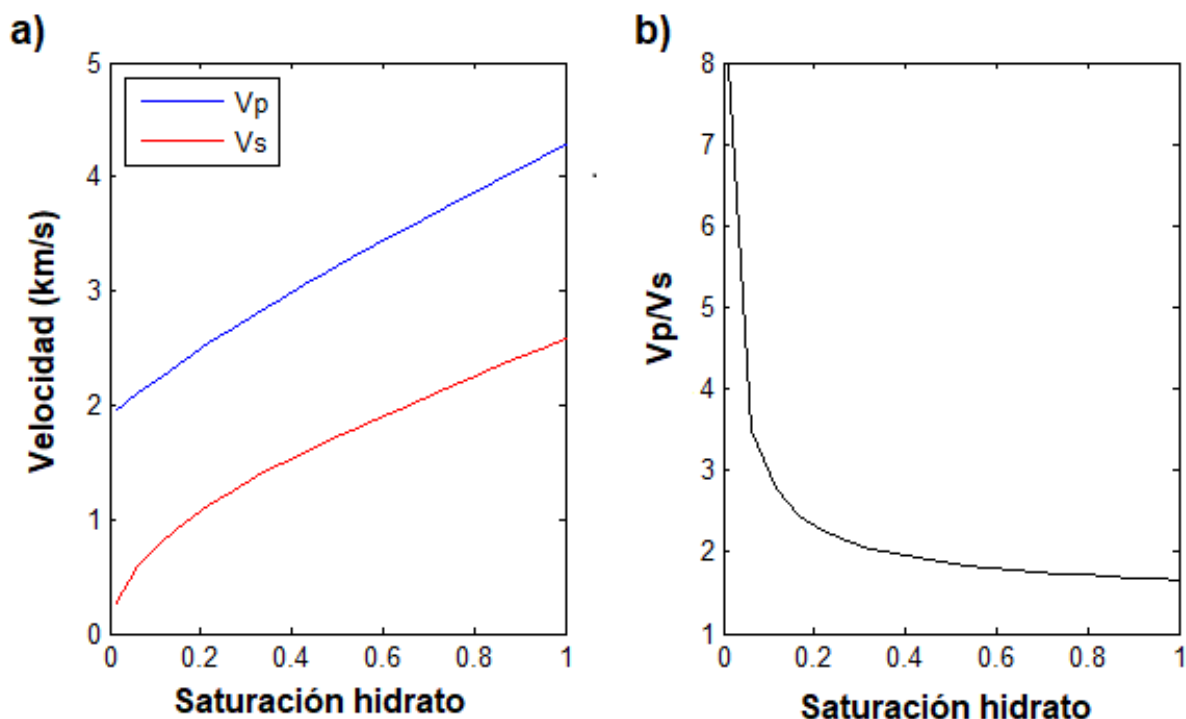
saturaciones de hidrato mayor que 0.2.



**Figura 6-2.:** Modelamiento de las velocidades de onda de la zona B. a) Velocidad de las ondas en función de la saturación del hidrato de gas. b)  $V_p/V_s$  en función de la saturación de agua.

La Figura **6-3** presenta el modelamiento de las velocidades de onda respecto a la saturación del hidrato de gas. La velocidad de la onda compresional disminuye con la reducción del contenido de hidratos y tiene un rango de 2-4.3 km/s (línea roja en Figura **6-3a**). La velocidad de la onda de corte varía entre 0.3 a 2.7 km/s y tiene una disminución drástica cuando la saturación del hidrato es menor a 0.2 (línea azul en Figura **6-3a**), debido a que hay mayor saturación de agua y este tipo de ondas no viajan en fluidos. La zona C tiene como característica la acumulación homogénea de hidratos a lo largo de su espesor.

La relación  $V_p/V_s$  tiene un comportamiento hiperbólico para la zona C (Figura **6-3b**). Cuando el contenido de hidrato de gas es menor a 0.2 este genera un cambio rápido de  $V_p/V_s$  debido al comportamiento de  $V_s$  a estas saturaciones. La saturación de hidratos mayor a 0.2 produce un cambio lento y constante de esta relación variando entre 2.2 y 1.8 como lo muestra la Figura **6-3b**.



**Figura 6-3.:** Modelamiento de las velocidades de onda de la zona C. a) Velocidad de las ondas en función de la saturación del hidrato de gas. b)  $V_p/V_s$  en función de la saturación de agua.

## 6.2. Modelamiento de la propagación de ondas compresionales en estratos con presencia de hidratos de gas

Dos tipos de modelamiento son propuestos para la propagación de las ondas compresionales en las areniscas con saturación de hidratos de gas del Campo Mallik. El primer modelamiento es analítico que se basa en la teoría de Biot y el segundo es numérico que resuelve la ecuación de onda por frecuencias finitas.

El modelamiento analítico describe la propagación de ondas con relación de la frecuencia en medios porosos saturados por medio de la teoría de Biot (1962). Esta teoría indica que existen dos ondas compresionales que viajan a través del medio y para este caso el enfoque es la onda compresional p1 rápida. El desarrollo de esta teoría toma base en el cálculo de la lentitud de las ondas compresionales (Ecuación 2-51), luego la velocidad de onda p1 (Ecuación 2-38) que toma solo la parte real del retardo y finalmente la atenuación en función de

la frecuencia (Ecuación 2-39) que relaciona la parte imaginaria y real del retardo.

El modelamiento numérico predice como el campo de las ondas es afectado por la composición de la roca y para esto se implementa el programa SOFI3D escrito en C (Bohlen, 2002). Este utiliza un modelo de dos capas para cada una de las zonas de Mallik, en el que una de ellas contiene el hidrato de gas. La fuente está dentro del modelo a una profundidad de 200 metros y usa la función de la onda Ricker de frecuencia 120 Hz. La grilla del modelo tiene dimensiones 100x100 y determina las mediciones de tiempo ( $dt$ ) satisfaciendo la ley de Courant para asegurar la estabilidad del algoritmo de diferencias finitas. La ley de Courant indica que si una onda atraviesa una grilla discreta entonces  $dt$  debe ser menor que el tiempo que tarda una onda viajando entre dos puntos adyacentes de la grilla con espaciamiento  $dh$ , o de lo contrario la amplitud de la onda crecerá infinitamente convirtiendo los cálculos de las diferencias finitas inestables. La relación para determinar  $dt$  para que cumpla la ley de Courant (Bohlen et al., 2012) es:

$$dt \leq \frac{dh}{h\sqrt{2}v_{p,max}} \quad (6-1)$$

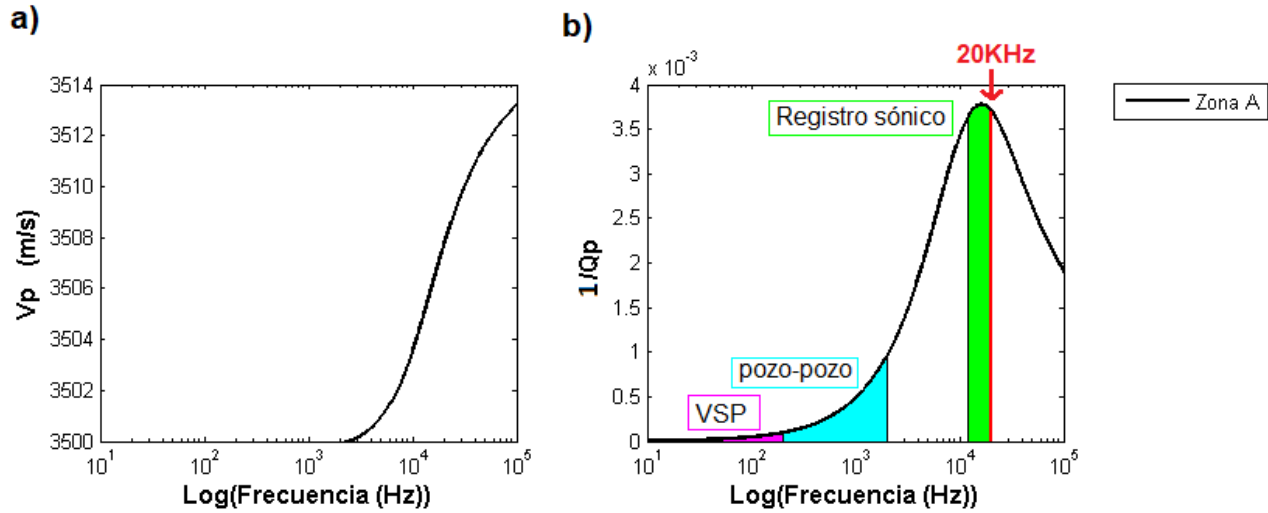
Donde  $dt$  es el intervalo de muestreo,  $dh$  es el espaciamiento de la grilla,  $h$  depende del orden del operador del algoritmo que para este caso es 1.34, y  $v_{p,max}$  es la máxima velocidad de la onda P en el modelo. El tiempo total del modelamiento es 5 segundos para un arreglo VSP con una línea de 100 geófonos y debido al tamaño pequeño del modelo la grilla tiene límites absorbentes.

### 6.2.1. Formación Bahía de Mackenzie-Zona A

La Figura 6-4 representa la relación de la velocidad compresional y su respectiva atenuación con la variación de la frecuencia  $w$ . La velocidad compresional de la zona tiene un rango de 3500-3514 m/s y lo muestra la Figura 6-4a. La velocidad de  $p_1$  es constante a 3500 m/s para frecuencias menores a la frecuencia crítica ( $<15.29$  KHz) y la disipación de esta onda incrementa rápidamente alrededor de  $10^3$ - $10^5$  Hz (Figura 6-4a). El pico de atenuación de esta onda está a una frecuencia de  $10^4$  Hz que corresponde a un factor de calidad de  $Q=263$  y atenuación de  $3.8 \times 10^{-3}$  (Figura 6-4b).

La Figura 6-4b también muestra los rangos de frecuencia del registro sísmico (verde) y las sísmica VSP (azul) y pozo a pozo (magenta), con el fin de reflejar que el valor de atenuación varía de acuerdo a la resolución de la fuente de información. La línea roja de esta figura a 20 KHz indica el límite máximo del rango de frecuencias de la sísmica superficial. De esta

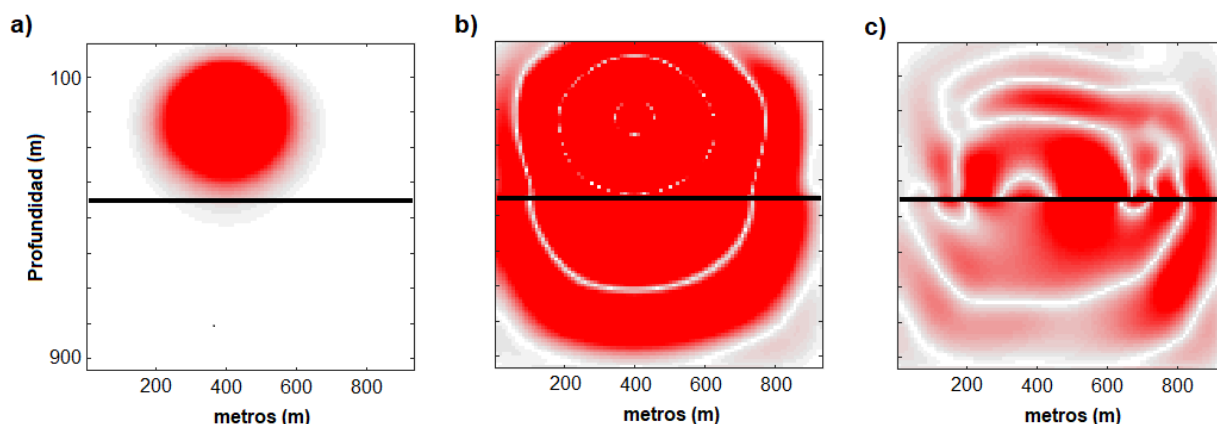
manera muestra que la atenuación calculada por el registro sónico y sísmica de superficie debería ser el mismo valor porque la resolución de ambas está dentro del mismo rango, caso contrario sucede con la sísmica VSP y pozo a pozo, para estas sísmicas la atenuación es diferente por estar en diferentes rangos de frecuencia.



**Figura 6-4.:** Velocidad y atenuación de la onda compresional p1 en función de la frecuencia en la zona A. a)  $V_p$ . b)  $1/Q_p$ .

El modelamiento numérico por diferencias finitas de la onda P para la zona lo muestra la Figura 6-5, en un modelo de dos capas donde la capa superior tiene ausencia de hidratos y la capa inferior presenta hidratos de gas. La Figura 6-5 contiene la propagación de la onda a un tiempo de 0.001 segundos, 0.251 segundos y 0.501 segundos después de la activación de la fuente, que para este caso es un explosivo. Este modelo tiene bordes absorbentes en la parte superior, inferior y laterales para eliminar reflexiones fantasmas. La capa superior del modelo presenta  $\rho = 2300 \text{ kg/m}^3$ ,  $v_p = 2000 \text{ m/s}$  y  $v_s = 1000 \text{ m/s}$ , en el que hay ausencia de hidratos, y la capa inferior tiene propiedades de  $\rho = 2050 \text{ kg/m}^3$ ,  $v_p = 3500 \text{ m/s}$  y  $v_s = 1800 \text{ m/s}$ , el cual es una capa con presencia de hidratos.

La fuente fue activada cerca al límite entre capas para observar de mejor manera el comportamiento de la propagación de la onda (Figura 6-5a). La Figura 6-5b muestra cuando la onda está atravesando la capa inferior después de viajar a través de la capa superior y la Figura 6-5c presenta en mayor proporción la dispersión de la onda. La capa con hidratos produce mayor dispersión en el ciclo de la onda que viaja por las capas mientras que en la capa sin hidratos el ciclo de la onda es corta.



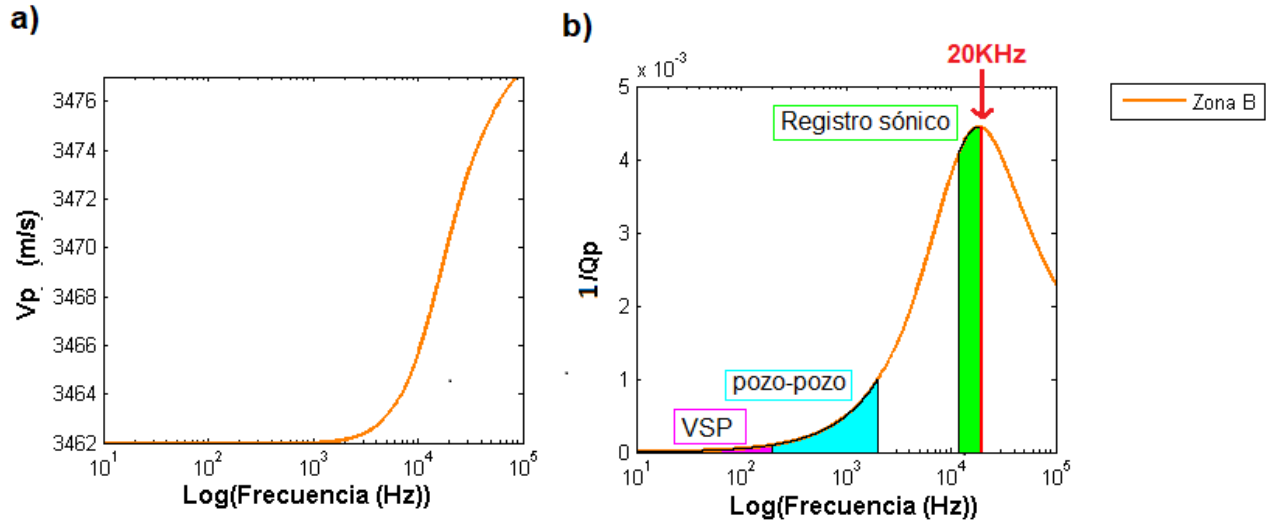
**Figura 6-5.:** Modelamiento 2D de la onda P en la zona A de Mallik. a) 0.001 s después de la activación de la fuente. b) 0.251 s después de la activación de la fuente. c) 0.501 s después de la activación de la fuente.

### 6.2.2. Formación Kugmallit-Zona B

La zona B presenta un rango de velocidad  $p_1$  de 3462-3478 m/s, en el que genera un incremento rápido de disipación a medida que aumenta la frecuencia en un rango de  $10^3$ - $10^5$  Hz (Figura 6-6a). La velocidad es constante en 3462 m/s para frecuencias menores a  $10^3$  Hz. Esta zona presenta valores de velocidad menores que la zona A, debido a heterogeneidades en el espesor de los hidratos.

La Figura 6-6b muestra el pico de atenuación para la onda  $p_1$  que está a  $10^4$  Hz que corresponde a  $Q=208$  y  $1/Q_p$  igual a  $4.6 \times 10^{-3}$ . Esta zona tiene como característica principal tener alta atenuación en comparación con las demás zonas en estudio. Además de esto, la Figura 6-6b indica los rangos de frecuencia para el registro sísmico, VSP y pozo a pozo (verde, magenta y azul, respectivamente), el cual describe diferentes rangos de atenuación también. Esto muestra que el valor de la atenuación varía de acuerdo con la resolución de la fuente.

El modelamiento numérico por diferencias finitas en la zona B fue dividido en 7 capas. Estas capas fueron determinadas por medio de los registros eléctricos, donde muestra que la zona B está constituida por intercalaciones de arcillas y areniscas con contenido de hidratos, la cual la caracteriza como una zona altamente heterogénea. La Figura 6-7 muestra el modelamiento de la propagación de la onda P en un modelo de dos capas, una con hidratos y la otra sin estos, y las propiedades de cada capa están en la Tabla 6-3.

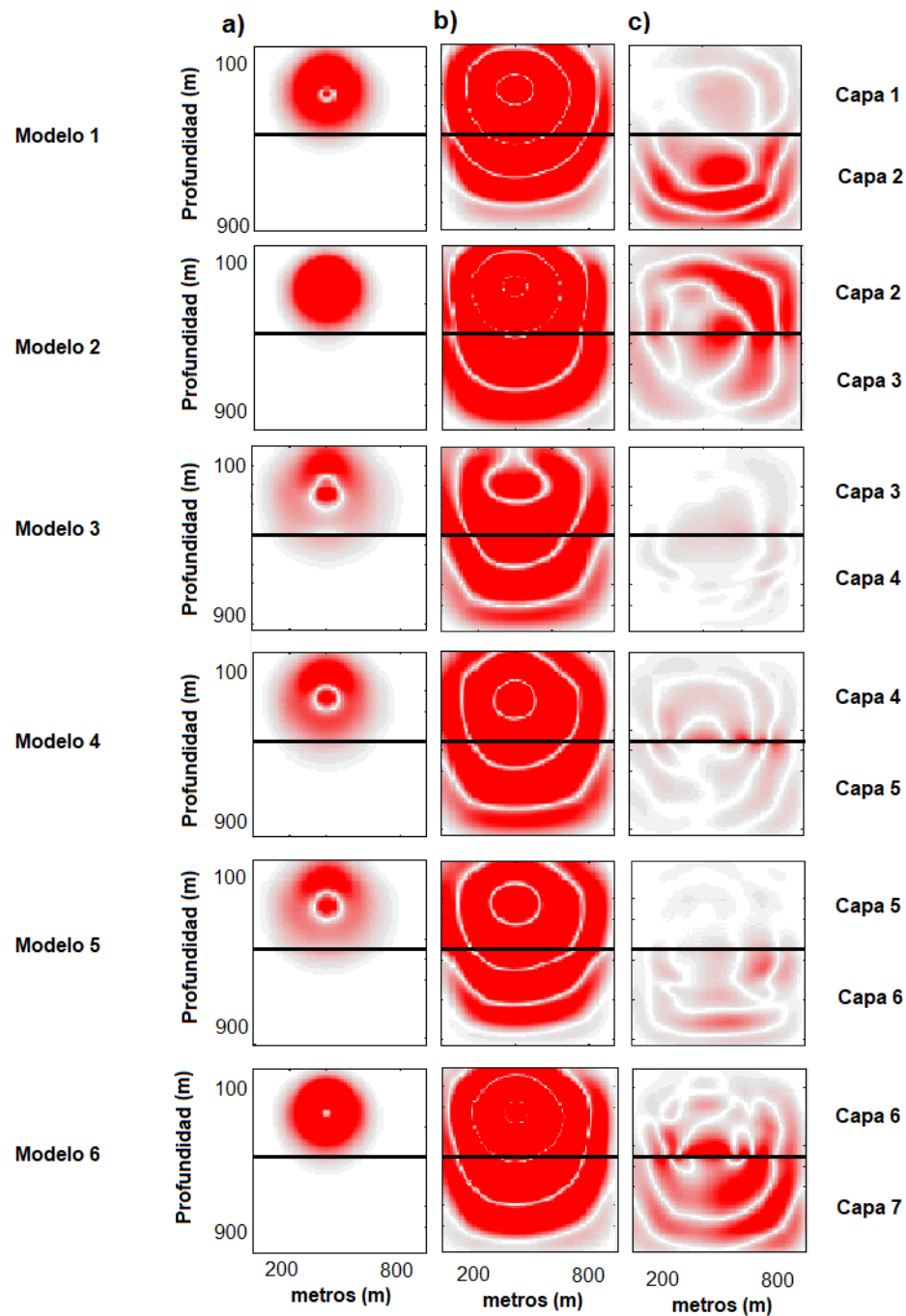


**Figura 6-6.:** Velocidad y atenuación de la onda compresional p1 en función de la frecuencia en la zona B. a)  $V_p$ . b)  $1/Q_p$ .

**Tabla 6-3.:** Propiedades de las capas de la zona B para el modelamiento 2D.

Capa No.	Propiedades			
	$\rho$ ( $kg/m^3$ )	$v_p$ ( $m/s$ )	$v_s$ ( $m/s$ )	Contenido de hidrato de gas
1	2130	2500	1700	Si
2	2570	2100	1500	No
3	2050	3600	2500	Si
4	2295	3000	1000	No
5	2212	3300	1800	Si
6	2295	2200	800	No
7	2220	2850	1500	Si

La Figura 6-7a presenta la onda P 0.001 segundos después de la activación de la fuente, que tiene localización cerca a los límites de las capas, para cada uno de los modelos de las capas. La Figura 6-7b muestra la dispersión de la onda P a través de las dos capas de cada modelamiento al segundo 0.251 de activación de la fuente. Cada una de las zonas con contenido de hidratos de gas generan un aumento del ciclo de la onda, mientras que en las zonas sin hidratos no sucede. Un ejemplo de lo anterior es en el modelo de la capa 3, donde en la zona superior presenta la onda alargada.



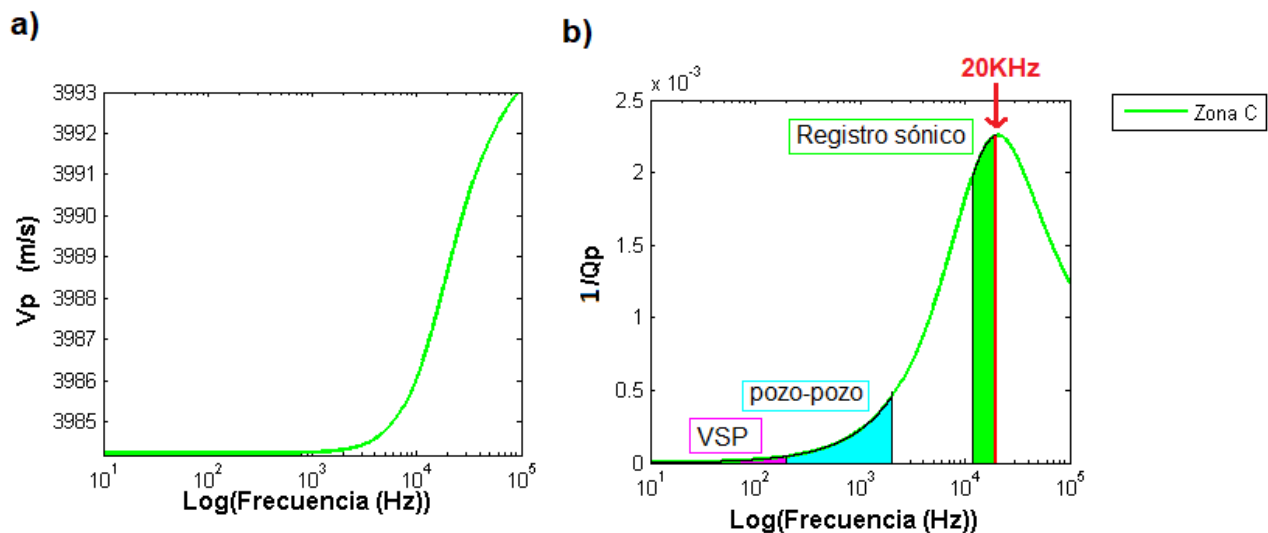
**Figura 6-7.:** Modelamiento 2D de la onda P en la zona B de Mallik dividida en 6 capas. a) 0.001 s después de la activación de la fuente. b) 0.251 s después de la activación de la fuente. c) 0.501 s después de la activación de la fuente.

La Figura 6-7c exhibe el efecto de la dispersión de la energía de la onda en cada zona de los modelos. Cada una de las zonas con contenido de hidratos de gas tiene como característica la dispersión de la energía en mayor proporción que las zonas sin hidratos. Esto lo muestra

el modelamiento de la capa 1 y 2 en el que la zona superior representa la energía de la onda de color rosado mientras que la zona inferior mantiene el color rojo de la onda, donde indica que aún preserva la energía de la onda que viaja en estas capas. El modelo 3, 4 y 5, que corresponden a las capas 3-6, muestran mayor dispersión de la onda P dentro de la zona B comparado con las demás capas de esta zona. Esta dispersión asocia el comportamiento de la densidad en esta área que puede relacionarse tanto con la litología de las intercalaciones como el contenido del hidrato.

### 6.2.3. Formación Kugmallit-Zona C

La Figura 6-8 presenta el comportamiento de la disipación de la onda compresional p1 atravesando la zona C en Mallik que contiene hidratos de gas. La zona C es una zona con velocidades p1 ( $V_p$ ) más alta comparado con las demás zonas.  $V_p$  en esta zona está entre 3984-3994 m/s, teniendo valores constantes de velocidad de 3984 m/s en zonas fuera de la zona de frecuencias críticas ( $<10^3$  Hz) y grandes variaciones de velocidad dentro de esta zona (Figura 6-8a). La Figura 6-8c muestra que el pico del factor de calidad de la onda p1 para la zona es de 357 a una frecuencia de  $10^4$  Hz y la atenuación es  $2.4 \times 10^{-3}$ ; esta presenta mayor atenuación de la onda comparado con la zona A y B debido a que la zona C tiene mayor saturación de hidratos de gas y mejor distribución dentro de una zona homogénea.



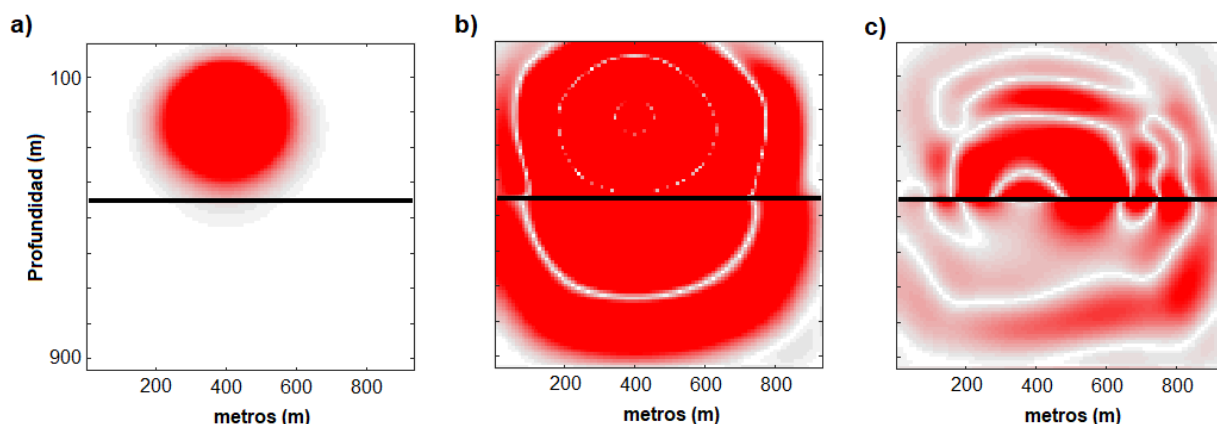
**Figura 6-8.:** Velocidad y atenuación de la onda compresional p1 en función de la frecuencia en la zona C. a)  $V_p$ . b)  $1/Q_p$ .

El modelamiento numérico de la propagación de la onda P en la zona C la presenta la Figura 6-9, donde el modelo consta de dos capas en el que la capa superior contiene hidratos



y la capa inferior no contiene. Este modelamiento cuenta con límites absorbentes (superior, inferior y laterales) para evitar reflexiones fantasmas de la onda. Las propiedades utilizadas para la capa superior son  $\rho = 2170 \text{ kg/m}^3$ ,  $v_p = 2010 \text{ m/s}$  y  $v_s = 1000 \text{ m/s}$ , y en la capa inferior con contenido de hidratos  $\rho = 2050 \text{ kg/m}^3$ ,  $v_p = 3900 \text{ m/s}$  y  $v_s = 2200 \text{ m/s}$ .

La Figura 6-9a muestra una onda muy cercana al límite de capas debido a que la activación de la fuente es a corta distancia del borde entre capas. En la Figura 6-9b la onda P viaja hasta la capa inferior y la onda en esta capa presenta un ciclo alargado debido al incremento de la velocidad. La onda P de Figura 6-9c tiene una mayor dispersión en la capa inferior en la que se identifica por la atenuación del color rojo, mientras que en la capa superior conserva un poco más la energía de la onda, representada por el color rojo intenso. En esta zona muestra mejor el comportamiento de la onda al alcanzar la capa con contenido de hidrato de gas porque en Mallik esta es la zona con mayor contenido y mejor almacenamiento del hidrato de gas (mayor homogeneidad).



**Figura 6-9.:** Modelamiento 2D de la onda P en la zona C de Mallik. a) 0.001 s después de la activación de la fuente. b) 0.251 s después de la activación de la fuente. c) 0.501 s después de la activación de la fuente.

### 6.3. Modelamiento de la propagación de ondas de corte en estratos con presencia de hidratos de gas

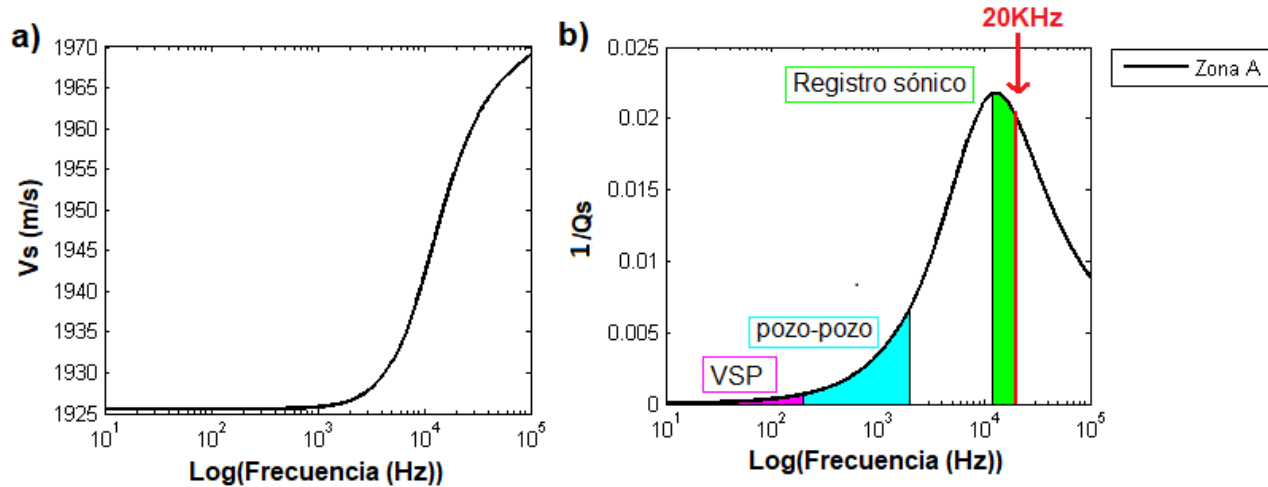
El modelamiento de la propagación de las ondas de corte, como descripción breve, realiza primero que todo la determinación del parámetro de fricción viscosa (Ecuación 2-23) y el acoplamiento de masa (Ecuación 2-24) en función de la frecuencia, que luego utilizan la Ecuación 2-44 para obtener la lentitud de la onda. Después de calcular la lentitud de la

onda, debe obtenerse la parte real de esta y reemplazar en la Ecuación 2-38 para estimar la velocidad y finalmente el cálculo de la atenuación en función de la frecuencia es por medio de la Ecuación 2-39.

### 6.3.1. Formación Bahía de Mackenzie-Zona A

La Figura 6-10 exhibe la variación de la dispersión de la onda de corte con el cambio de la frecuencia. La velocidad de la onda de corte varía entre 1920-1970 m/s a lo largo de un rango de frecuencias de  $10^1$ - $10^5$  Hz, como lo muestra la Figura 6-10a. La velocidad de corte de 1925 m/s es constante para frecuencias menores a  $10^3$  Hz. La velocidad de corte tiende a tener un cambio rápido al a valores de frecuencia mayor que  $10^3$  Hz (Figura 6-10a).

La atenuación de la onda de corte tiene su pico en 0.023 ( $Q=43.5$ ) a una frecuencia de  $10^4$  Hz y la atenuación varía rápidamente con el cambio de frecuencia mayores que  $10^2$  Hz (Figura 6-10b). La figura compara rangos de frecuencia para el registro sísmico, sísmica VSP y pozo a pozo, además indica en una línea roja la frecuencia máxima a la que puede llegar la sísmica de superficie. El registro sísmico alcanza valores de atenuación de onda de corte más alto, entre 0.023 y 0.02. Mientras que la atenuación mas baja está en la sísmica VSP en valores cercanos a cero.

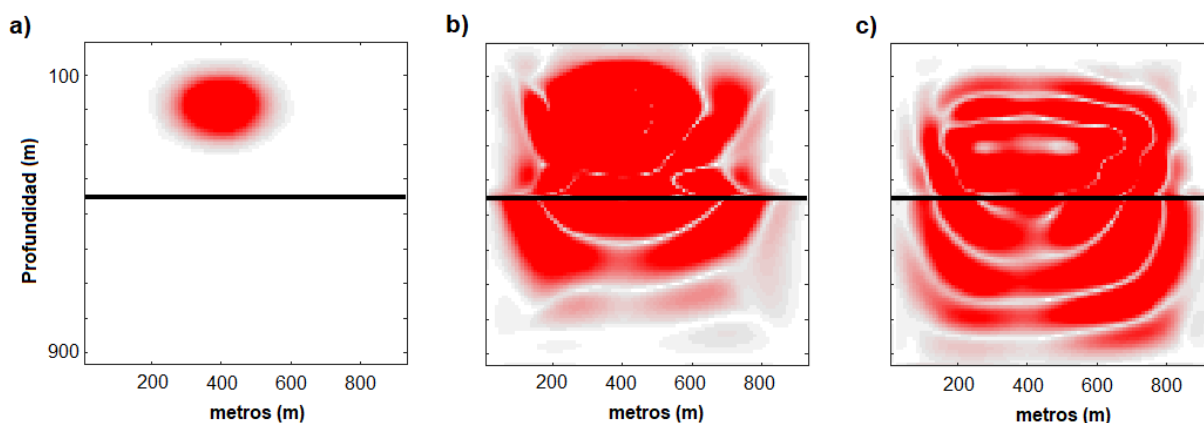


**Figura 6-10.:** Velocidad y atenuación de la onda de corte en función de la frecuencia en la zona A. a)  $V_s$ . b)  $1/Q_s$ .

La Figura 6-11 presenta la propagación 2D de la onda S por medio de diferencias finitas en un modelo de dos capas, donde la capa superior no contiene hidratos y la capa inferior

tiene hidratos de gas. Las propiedades de modelado de cada capa para esta zona están en la sección de la propagación de la onda P en la zona A, mencionada en las secciones anteriores. La Figura 6-11a es la onda S 0.001 segundos después de la activación de la fuente y esta tiene localización muy cerca al límite entre capas.

La Figura 6-11a es una captura a los 0.251 segundos después de la activación de la fuente en el que las ondas son mayormente perturbadas en la zona sin hidratos de gas. La Figura 6-11c muestra la dispersión de la onda S a 0.501 segundos después de la activación de la fuente, donde evidencia que las ondas S en capas con hidratos de gas (capa inferior) viajan más rápido que las ondas en la capa sin hidratos (capa superior). Esta característica la muestra la Figura 6-11c donde las ondas de la capa superior están más estrechas que las ondas de la capa inferior.



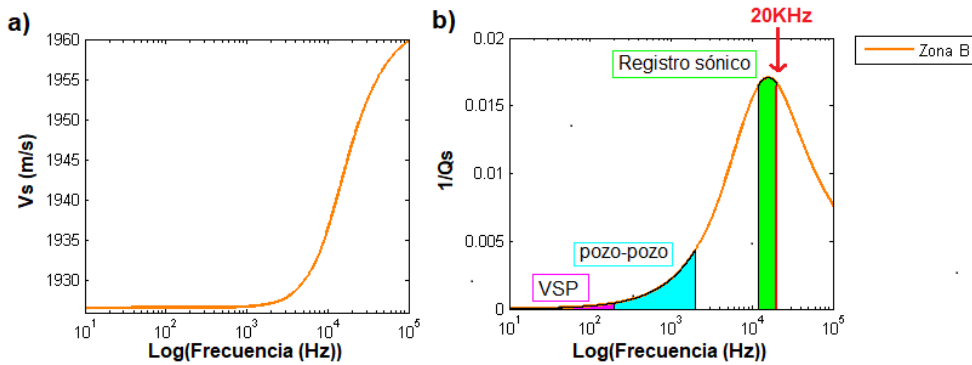
**Figura 6-11.:** Modelamiento 2D de la onda S en la zona A de Mallik. a) 0.001 s después de la activación de la fuente. b) 0.251 s después de la activación de la fuente. c) 0.501 s después de la activación de la fuente.

### 6.3.2. Formación Kugmallit-Zona B

La Figura 6-10 muestra la variación de la dispersión de la onda de corte con el cambio de la frecuencia en la zona B. En esta zona el rango de velocidades de ondas de corte es reducido (1926-1960 m/s) comparado con la zona A; esto indica que la dispersión de la onda de corte en esta zona es sensible a los cambios en la frecuencia (Figura 6-10a) para frecuencias entre  $10^3$ - $10^5$  Hz. A frecuencias menores de  $10^3$  la velocidad de corte es constante y adquiere el valor de 1926 m/s.

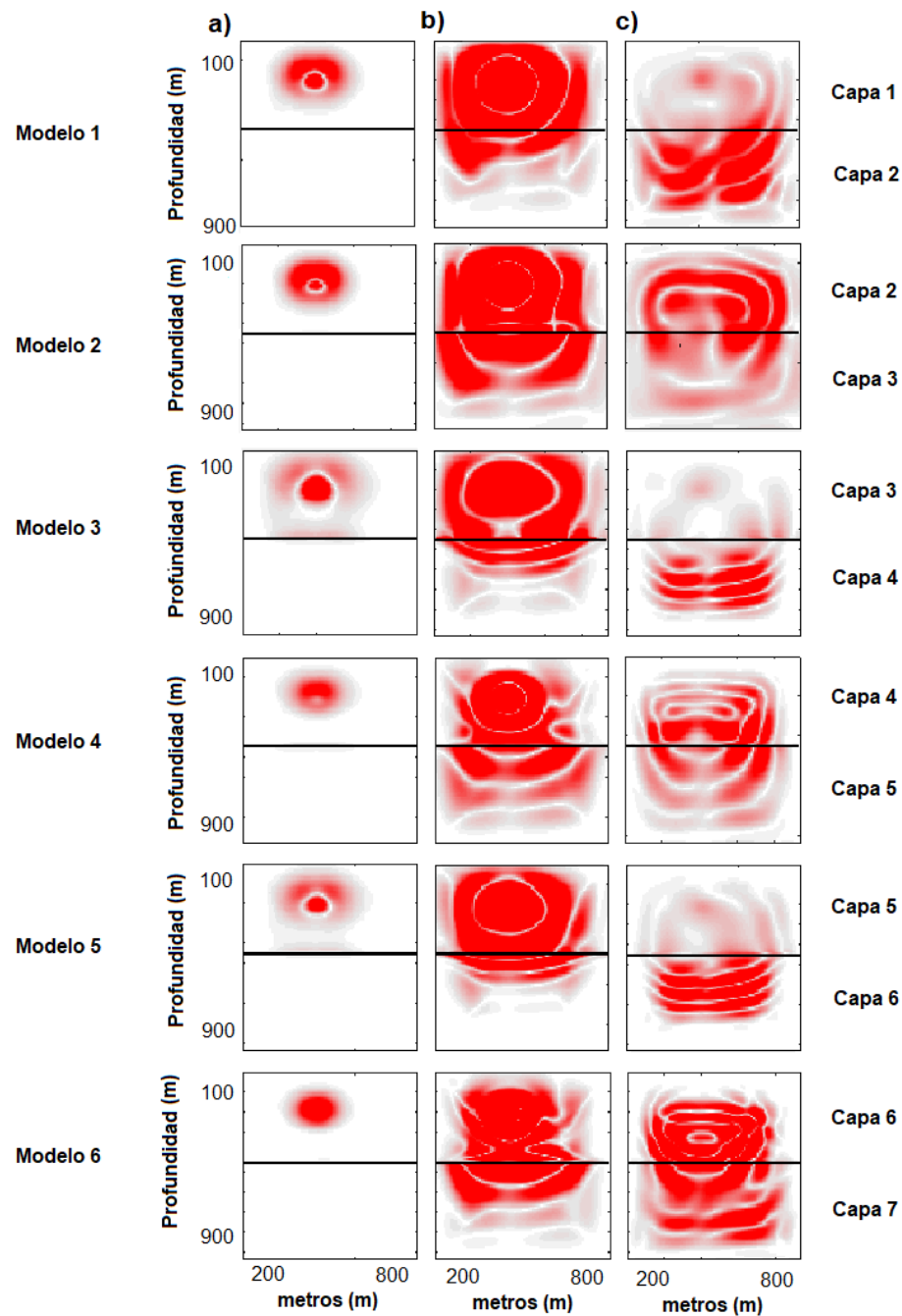
El pico de atenuación de la onda de corte de  $0.018\pi$  para la zona B está en la frecuencia crítica (18.8 KHz) y representa un factor de calidad de 59 (Figura 6-10b). La atenuación de la onda no tiene un amplio rango de frecuencia en esta zona, el cual indica que los principales cambios en la disipación de la onda se producen alrededor de la frecuencia crítica.

Al comparar la zona B con las demás zonas en estudio, esta zona genera la mayor dispersión de la energía de las ondas de corte. La comparación de la atenuación de la onda de corte en el rango de frecuencias correspondiente al registro sísmico, sísmica VSP y pozo a pozo está en la Figura 6-10b (área verde, magenta y azul, respectivamente). La sísmica pozo a pozo cuenta con el rango mas amplio de atenuación (0.001-0.005), el registro sísmico tiene el rango más pequeño de atenuación (0.0017-0.018), apesar de que presenta valores altos. La sísmica VSP presenta un rango pequeño de atenuación, entre 0 y 0.001.



**Figura 6-12.:** Velocidad y atenuación de la onda de corte en función de la frecuencia en la zona B. a)  $V_s$ . b)  $1/Q_s$ .

El modelamiento numérico de la propagación de la onda S por diferencias finitas está bajo las condiciones mencionadas en la sección del modelamiento de la onda P para esta misma zona, descrito anteriormente. La Figura 6-13a muestra el modelamiento de las 7 capas de la zona B, donde el modelamiento de la onda S es a los 0.001 segundos después de la activación de la fuente y la localización es cerca a los límites entre las capas. Esta división es principalmente para diferenciar las capas delgadas de arcillas de las areniscas con hidratos de gas y visualizar el efecto de los hidratos en las ondas de corte al viajar por dichas areniscas, en vez de tener una sola zona heterogénea.



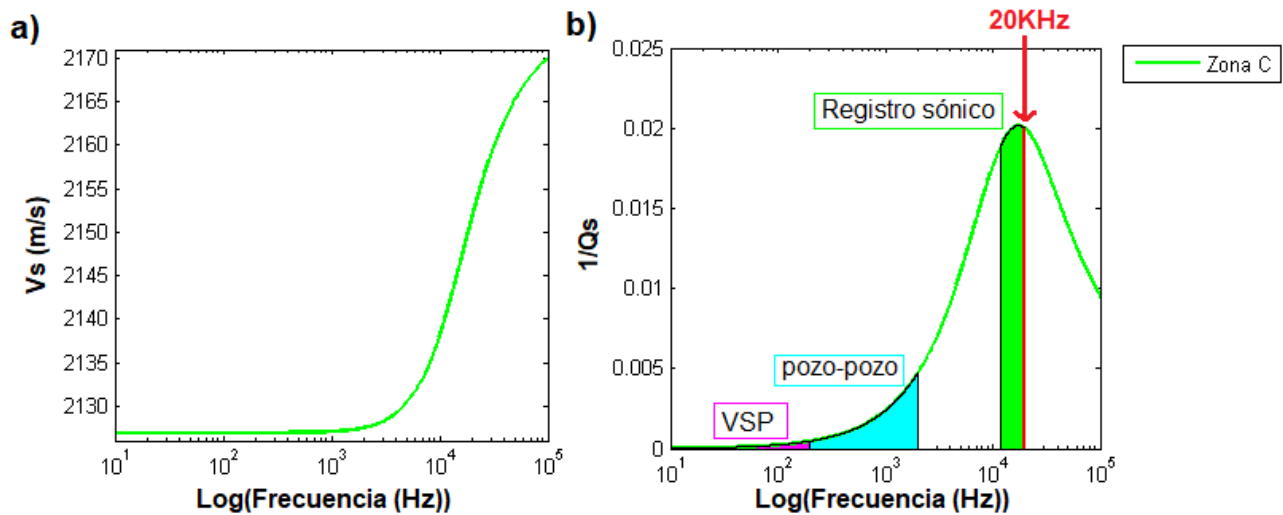
**Figura 6-13.:** Modelamiento 2D de la onda S en la zona B de Mallik dividida en 6 capas. a) 0.001 s después de la activación de la fuente. b) 0.251 s después de la activación de la fuente. c) 0.501 s después de la activación de la fuente.

La onda S en una zona heterogénea como lo es la zona B, es fuertemente alterada por la presencia del hidrato como lo muestra el modelo 3 y 5 de la Figura 6-13b. En estos modelos los hidratos tienen acumulaciones en las zonas superiores y es por esto que la propagación

de las ondas tienen un ciclo más largo que el de las zonas inferiores porque no hay presencia de hidrato. Todos los modelos de la Figura 6-13c presentan atenuación de la onda en zonas con hidratos de gas, mostrando un desvanecimiento de la onda de color rosado. El comportamiento de la onda compresional, comparado con todas las capas de la zona B, tiene un comportamiento distinto a la dispersión de la onda compresional porque presenta mayor dispersión de la onda de corte dentro de las capas 1, 3 y 5 principalmente afectada por el contenido de hidratos de gas.

### 6.3.3. Formación Kugmallit-Zona C

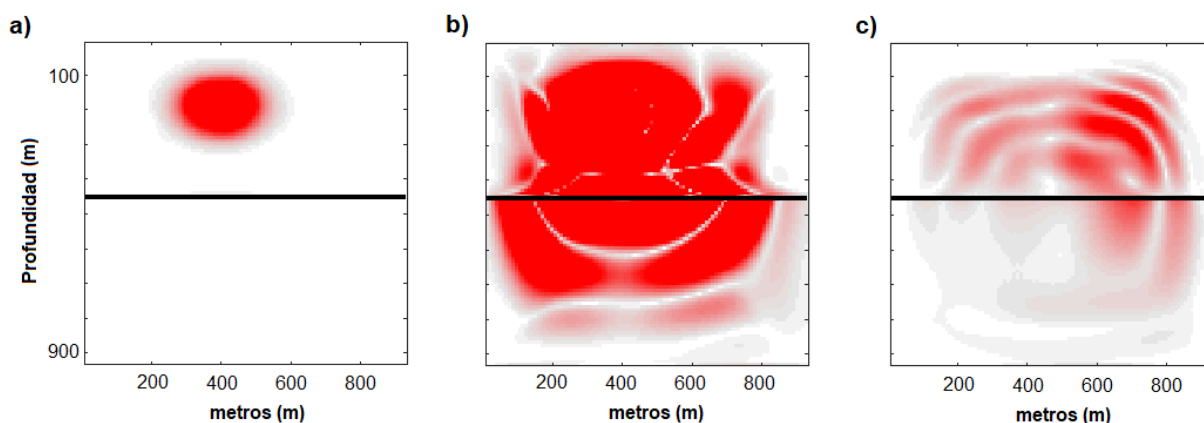
La Figura 6-14 presenta la dispersión de la onda de corte en función de la frecuencia. La zona C presenta valores mayores de velocidad de la onda de corte comparado con las zonas A y B. Esta zona tiene un rango de  $V_s$  de 2128-2170 m/s (Figura 6-12a), donde la velocidad es constante cuando la frecuencia está fuera del rango de  $10^3$ - $10^5$  Hz, mientras que la velocidad dentro de este rango de frecuencias tiene mayor variación. El factor de calidad para las ondas de corte correspondiente a esta zona es de 47.6 a una frecuencia de  $10^4$  Hz (Figura 6-12b), lo que indica que la disipación de la energía se da a mayor velocidad cuando la onda presenta frecuencias de orden de  $10^4$  Hz. La Figura 6-12b también compara los rangos de frecuencia del registro sísmico, sísmica VPS y pozo a pozo (verde, magenta y azul, respectivamente) con el fin de mostrar que la atenuación de la onda de corte es de diferente orden dependiendo de la fuente de esta.



**Figura 6-14.:** Velocidad y atenuación de la onda de corte en función de la frecuencia en la zona C. a)  $V_s$ . b)  $1/Q_s$ .

La Figura 6-15 presenta el modelamiento numérico por diferencias finitas para la zona C,

donde el modelo cuenta con una capa superior sin presencia de hidratos de gas y una capa inferior con hidratos. Las propiedades de las capas para este modelamiento son las mismas para el modelamiento de la onda P. La fuente tiene una ubicación cercana al límite entre capas con el fin de observar de mejor manera el efecto de dispersión sobre la onda (Figura 6-15a). A los 0.001 segundos después de la activación de la fuente, la onda S ha recorrido la mitad del espesor de la capa inferior (con presencia de hidratos de gas) y presenta atenuación de la energía primero que en la capa superior, caracterizándose por la intensidad del color rojo de la onda (Figura 6-15b). La onda tiene atenuación en mayor proporción en la capa con hidratos de gas (capa inferior) que en la capa superior o sin contenido de hidratos, como lo muestra la Figura 6-15c. Esta figura es a los 0.501 segundos después de la activación de la fuente y muestra la influencia de los hidratos en la onda S al tener un color atenuado en la zona con hidratos y mayor conservación del color de la onda, que representa la energía de esta, en la capa sin hidratos.



**Figura 6-15.:** Modelamiento 2D de la onda S en la zona C de Mallik. a) 0.001 s después de la activación de la fuente. b) 0.251 s después de la activación de la fuente. c) 0.501 s después de la activación de la fuente.

# 7. Conclusiones y recomendaciones

## 7.1. Conclusiones

En el caso del campo Mallik la distribución de los hidratos de gas en las arenas tiene un rol importante debido a que si el hidrato de gas se encuentra por capas, es decir intercalado con zonas sin hidratos, de manera heterogénea como sucede en la zona B entonces el incremento en las propiedades mecánicas de esa zona no será de gran proporción como lo es en zonas con capas gruesas y homogéneas de hidratos (zona A y C del campo Mallik).

El registro sísmico, la información sísmica VSP y pozo a pozo tienen diferente resolución y esta es una de las principales razones de la variación numérica en el resultado de la atenuación. El registro sísmico tiene alta resolución y esto genera mayor ruido a lo largo del registro de atenuación. La información sísmica VSP tiene resolución baja comparada con la sísmica pozo a pozo y su atenuación muestra comportamientos a nivel macro y no es posible observar los pequeños cambios. La información sísmica pozo a pozo es la mejor opción para la estimación de la atenuación por tener buena resolución y permite ver detalles en los cambios de  $Q^{-1}$  como producto de heterogeneidades.

Los valores negativos obtenidos de  $Q^{-1}$  en los tres métodos son físicamente incoherentes. Esto tiene una posible atribución al efecto del *scattering* y a las heterogeneidades locales que generan amplificaciones cuando la onda viaja hacia la profundidad (Peláez and Montes, 2017). El método a seguir para el cálculo de atenuación también influye en los valores negativos, matemáticamente.

Valores altos de atenuación y del inverso de  $Q$  están en zonas con hidratos de gas siendo esto coincidente para los diferentes métodos probados.

La comparación del modelo analítico de las zonas con hidratos de gas obtiene que las ondas compresionales para la zona C son más rápidas que las demás zonas (3980-3994 m/s) y son más lentas en la zona B (3460-3480 m/s). Esto es principalmente porque la zona C tiene alto contenido de hidrato de gas y el almacenamiento de este es homogéneo por lo tanto menor atenuación de ondas ( $Q=357$ ). En la zona B la principal influencia sobre las ondas compresionales es la heterogeneidad de la acumulación de los hidratos y las múltiples intercalaciones de arcillas que presenta, de esta manera produce una disminución de la velocidad



de la onda P cuando atraviesa la zona a pesar de que su espesor neto es el más grande en Mallik; esto sugiere que el efecto del scattering tiene más consecuencias en la zona como lo refleja el modelo analítico de atenuación con la presencia de rangos más altos de las zonas en estudio y por ende factores de calidad bajos ( $Q=208$ ). La zona A es una zona con velocidades intermedias, velocidades compresionales de alrededor de 3500 m/s y  $Q=263$ , con la particularidad de que junto con la zona C presenta ondas lentas más veloces que la zona B.

Las ondas de corte, según el modelo analítico, están menos atenuadas en la zona B y con velocidades bajas ( $Q_s=45$  y  $v_s=1925-1960$  m/s), en cambio la zona C tiene como característica la presencia de velocidades de propagación de ondas de corte más rápidas en el campo (2125-2170 m/s) y con picos de atenuación similares a la zona A ( $Q^{-1}=0.022$ ).

El fenómeno de dispersión de ondas está validado con el modelo numérico donde verifica que los niveles de heterogeneidad de las zonas afectan fuertemente la propagación de las ondas P y S. Adicionalmente el modelo numérico presenta mayor detalle en la zona B, porque debido a la alta heterogeneidad de la zona, el modelo está dividido en diferentes capas y muestra que las capas inferiores de la zona tiene velocidades P y S relativamente más altas que las demás capas. La razón de este comportamiento es que la densidad de estas capas son más densas.

## 7.2. Recomendaciones

La caracterización petrofísica detalla en zonas con hidratos de gas es un requerimiento para determinar la localización de estos y determinar la influencia en el cambio de propiedades mecánicas de la roca.

La selección de la información sísmica debe ser rigurosa porque la resolución de la información depende de la calidad de los resultados en la caracterización de la atenuación de la zona. En el caso de zonas con hidratos de gas es recomendable usar sísmica pozo a pozo por la alta resolución de la información, por lo tanto hay mayor detalle en los cambios de zonas con hidratos a zonas sin ellos.

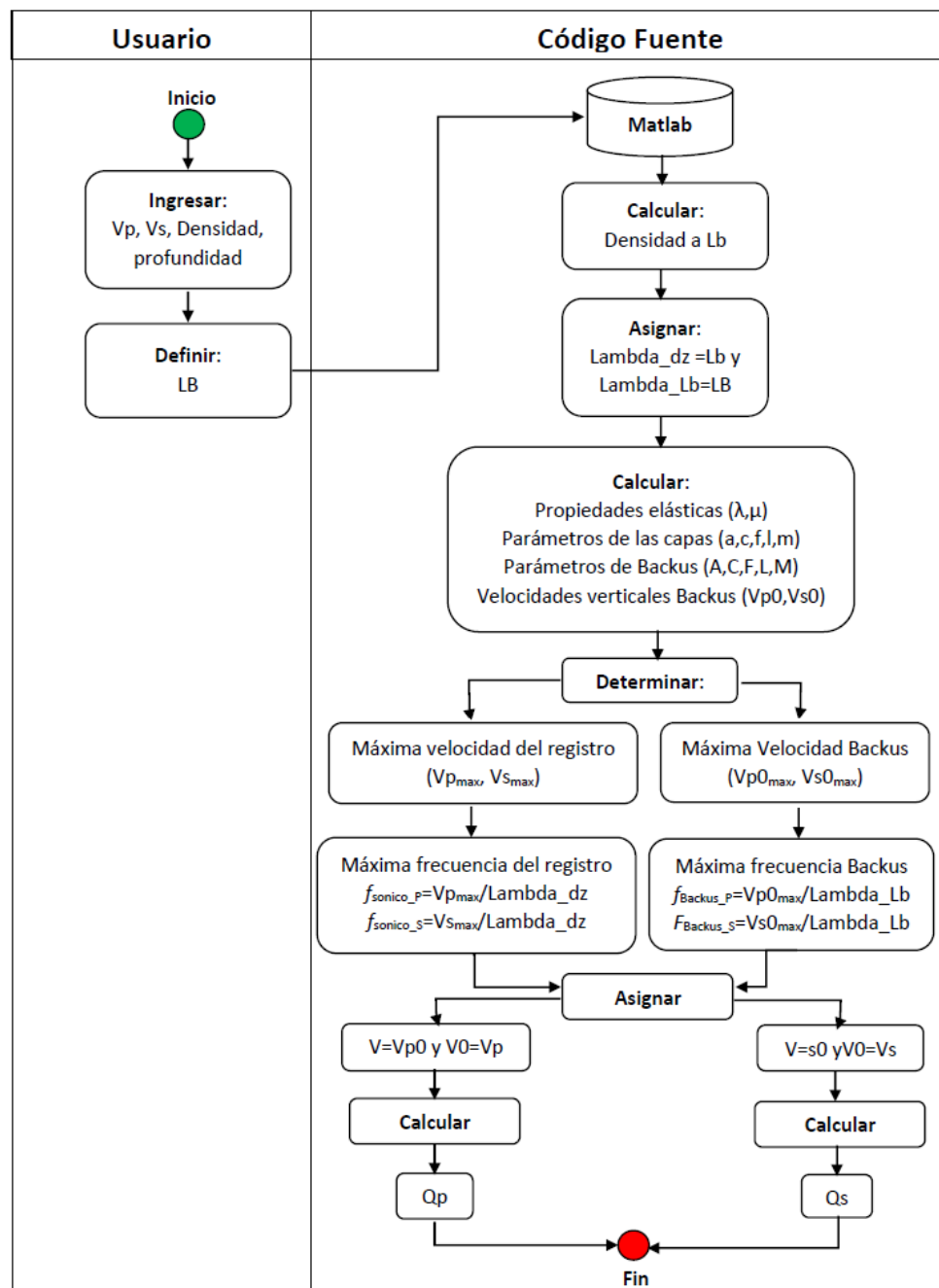
El contenido de hidratos de gas produce una disminución de la amplitud del primer arribo, es por esto que al aplicar filtros a la información sísmica con el fin de mejorar la calidad del primer arribo, debe hacerse con minuciosidad porque usualmente al aplicar el filtro se logra remover las ondas no deseadas (ruido). Sin embargo este también pierde información deseada como la amplitud del primer arribo.

La estimación de la atenuación depende del método, es por esto que la selección es cuidadosa, tomando en cuenta las limitaciones, aplicación, información disponible, etc.



# A. Anexo: Código Atenuación de Registro de Pozo ( $Q_{pozo}^{-1}$ )

## A.1. Diagrama de flujo para ejecución



## A.2. Código fuente

```
% Datos de entrada vp, vs y densidad Vp=xlsread('Qlog.xlsx','Hoja1','E2:E1882');
Vs=xlsread('Qlog.xlsx','Hoja1','G2:G1882');
density=xlsread('Qlog.xlsx','Hoja1','C2:C1882');
depth=xlsread('Qlog.xlsx','Hoja1','A2:A1882');
% Definir longitud promedio Backus (Lb)
Lb=2;
depth_Lb=xlsread('Qlog.xlsx','Hoja1','S2:S145');

% Definir lambda=dz y lambda0=Lb
Lambda_dz=0.15;
Lambda_Lb=Lb;
%%%%%%%%%%%%%%

%%%%%%%%%INTERPOLACIÓN%%%%%%%%%
Vp_Lb=interp1(depth,Vp,depth_Lb(1:144),'linear');           %interpolar Vp
Vs_Lb=interp1(depth,Vs,depth_Lb(1:144),'linear');           %interpolar Vs
density_Lb=interp1(depth,density,depth_Lb(1:144),'linear'); %interpolar densidad

% Para todas las profundidades calcular:
% Propiedades elásticas(lambdae,mu)...(ec 5-5 a 5-6)
lambdae=density_Lb.*((Vp_Lb.*Vp_Lb)-(2.*(Vs_Lb.*Vs_Lb)));
mu=density_Lb.*(Vs_Lb.*Vs_Lb);

% Parámetros de las capas (a,c,f,l,m) ....(ec 5-7 a 5-11)
a=lambdae+(2.*mu);
c=a;
f=lambdae;
l=mu;
m=l;

% Parámetros de Backus (A,C,F,L,M) ....(ec 5-7 a 5-11)
A=(4.*((mu.*(lambdae+mu))./(lambdae+(2.*mu))))+(((1./(lambdae+(2.*mu))).^(-1)).*
(lambdae./(lambdae+(2.*mu))).^2));
C=(1./(lambdae+(2.*mu))).^(-1);
F=((1./(lambdae+(2.*mu))).^(-1)).*(lambdae./(lambdae+(2.*mu)));
L=(1./mu).^(-1);
M=mu;
```

```

% velocidades Verticales (Vp0, Vs0) ....(ec 5-12 a 5-13)
Vp0=sqrt(C./density_Lb);
Vs0=sqrt(L./density_Lb);

% % % % % INTERPOLACIÓN % % % % %
V_p=interp1(depth_Lb,Vp0,depth(1:1881),'linear');      %interpolar Vp
V_s=interp1(depth_Lb,Vs0,depth(1:1881),'linear');      %interpolar Vs

%Máxima velocidad de Backus y registro sínico (Vmax)
Vmax_sonic_P=max(Vp);
Vmax_Backus_P=max(V_p);
Vmax_sonic_S=max(Vs);
Vmax_Backus_S=max(V_s);

%Máxima frecuencia de Backus y registro sínico (fmax=Vmax/lambda_max)
f_sonic_P=Vmax_sonic_P/Lambda_dz;
f_backus_P=Vmax_Backus_P/Lambda_Lb;
f_sonic_S=Vmax_sonic_S/Lambda_dz;
f_backus_S=Vmax_Backus_S/Lambda_Lb;

% Qp usando V=Vp0 y V0=Vp ....(ec 5-14)
V0_p=Vp;
lambda_sonic_P=V0_p./f_sonic_P;
lambda_backus_P=V_p./f_backus_P;

div1=(log(lambda_sonic_P./lambda_backus_P));
Qp=tan((pi()*log(V_p./V0_p))./((log(V_p./V0_p))+div1));
Qp_inv=Qp;

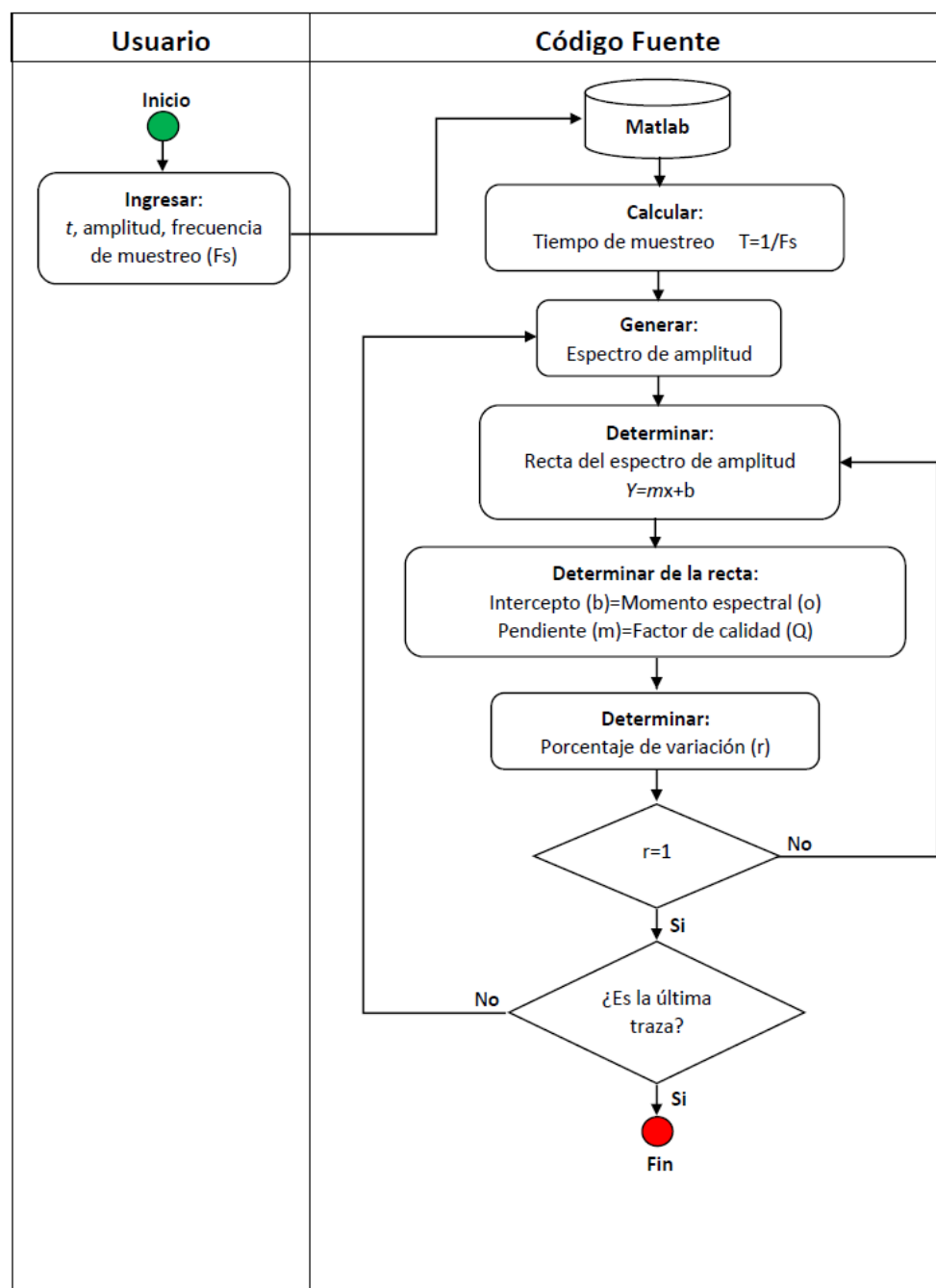
% Qs usando V=Vs0 y V0=Vs ....(ec 5-14)
V0_s=Vs;
lambda_sonic_S=V0_s./f_sonic_S;
lambda_backus_S=V_p./f_backus_S; div2=(log(lambda_sonic_S./(V_s./lambda_backus_S)));
Qs=tan((pi()*log(V_s./V0_s))./((log(V_s./V0_s))+div2));
Qs_inv=Qs;

```



## B. Anexo: Código Atenuación Método de Relación Espectral (RE)

### B.1. Diagrama de flujo para ejecución



## B.2. Código fuente

% 1. TRAZAS

% Archivo de entrada

```
%%%%%%%%%%%%%%
data= load ('C:\Users\VSPamplitude4.txt');
%%%%%%%%%%%%%%
```

```
trace = data(:,1);           % columna 1 traza
time1 = data(:,2);          % columna 2 tiempo
amplitude1 = data(:,3);      % columna 3 amplitud
%%%%%%%%%%%%%%
Fs = 100;                    % frecuencia de muestreo (Hz)
%%%%%%%%%%%%%%
T = 1/Fs;                    % tiempo de muestreo (s)
```

% 2. FOURIER

% Espectro de amplitud

```
N=length(amplitude(min:max));
ampl_fourier=fft(amplitude(min:max));
amplitude_mag=abs(ampl_fourier);
f=((0:1/N:1-1/N)*Fs).';
```

% 3. PENDIENTE DEL ESPECTRO DE AMPLITUD

```
coefs=polyfit(f(1:N/2+1),amplitude_mag(1:N/2+1),1);
%%%%%%%%%%%%%%
tt = 0.02;                   % Tiempo de viaje
%%%%%%%%%%%%%%
```

```
Q = abs(coefs(1));           % Factor de calidad (Pendiente)
o=coefs(2);                  % Momento espectral (Intercepto)
tstar=tt/Q;                  % t*
r=0;
```

```
for i=1:1:N/2+1
s(i)=o;
b(i) = exp(-pi*tstar*f(i));
```



---

```
a(i)=s(i)*b(i);  
m(i)=log(s(i)/a(i));  
r = r + ((abs(ampl_fourier(i))-a(i))* (abs(ampl_fourier(i))-a(i)));  
end  
  
%r  
r = r/(N/2+1);  
r = sqrt(r);  
display(r)
```



## % 2. FRECUENCIA CENTROIDE

```

Normalized_spectrum=A_spectrum/sum(A_spectrum);
normalized_frequencies=linspace(0,1,length(A_spectrum));
spectral_centroid=sum(normalized_frequencies*normalized_spectrum);
max_f=max(f);
max_A_spectrum=max(A_spectrum);
real_spectral_centroid=spectral_centroid*max_f;
real_A_centroid=spectral_centroid*max_A_spectrum;

```

## % 3. VARIANZA DE LA FRECUENCIA

```

differential_frequency=(f-real_spectral_centroid).^2;
sum_differential_frequency=sum(differential_frequency);
variance_frequency=sum(differential_frequency.*normalized_spectrum); %sigma

```

## % 3. VARIANZA DE LA FRECUENCIA

```

differential_frequency=(f-real_spectral_centroid).^2;
sum_differential_frequency=sum(differential_frequency);
variance_frequency=sum(differential_frequency.*normalized_spectrum); %sigma

```

## % 4. SUAVIZAR EL ESPECTRO DE AMPLITUD

```

%*****Gráfica del suavizado del espectro de amplitud
lengthX = length(f);
% Usar splines para interpolar una curva suavizada,
% con 10 veces como puntos,
% que van exactamente a través de los mismos puntos.
samplingRateIncrease = 10;
newXSamplePoints = linspace(min(f), max(f), lengthX * samplingRateIncrease);
smoothedY = spline(f, normalized_spectrum, newXSamplePoints);
%*****

```

Después de calcular la frecuencia centroide y la varianza de la frecuencia por traza, se procede a hacer el cálculo de  $Q$  y  $Q^{-1}$  con los códigos descritos a continuación. Se debe tener un archivo de entrada con 6 columnas, donde la columna 1 es la traza, la columna 2 es la fuente, la columna 3 es el receptor, la columna 4 es la frecuencia centroide, la columna 5 es la varianza de la frecuencia y la columna 6 es el tiempo de viaje.

```
data= load ('C:\Users\fc.method.input\data.txt');
trace= data(:,1);
SOU= data(:,2);
REC= data(:,3);
freq_c= data(:,4);
var= data(:,5);
tt=data(:,6);
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
sou_next=800.0999;          % Cambiar la fuente

for j=sou_next:max(SOU)

    tr=[];
    Source=[];
    Receiver=[];
    fc=[];
    varianza=[];
    Q_interval=[];
    att_interval=[];
    m=0;

    for i=1:length(trace)-1

        if (SOU(i)==SOU(i+1)),
            tr(i)=trace(i);
            fc(i)=freq_c(i);
            varianza(i)=var(i);
            delta_fc=(freq_c(i)-freq_c(i+1));
            delta_tt=(tt(i)-tt(i+1));
            term_up=(pi()*varianza(i)*delta_tt);
            Q_interval(i)=(term_up/delta_fc);
            att_interval(i)=(1/Q_interval(i));
            Source(i)=SOU(i);
            Receiver(i)=REC(i);

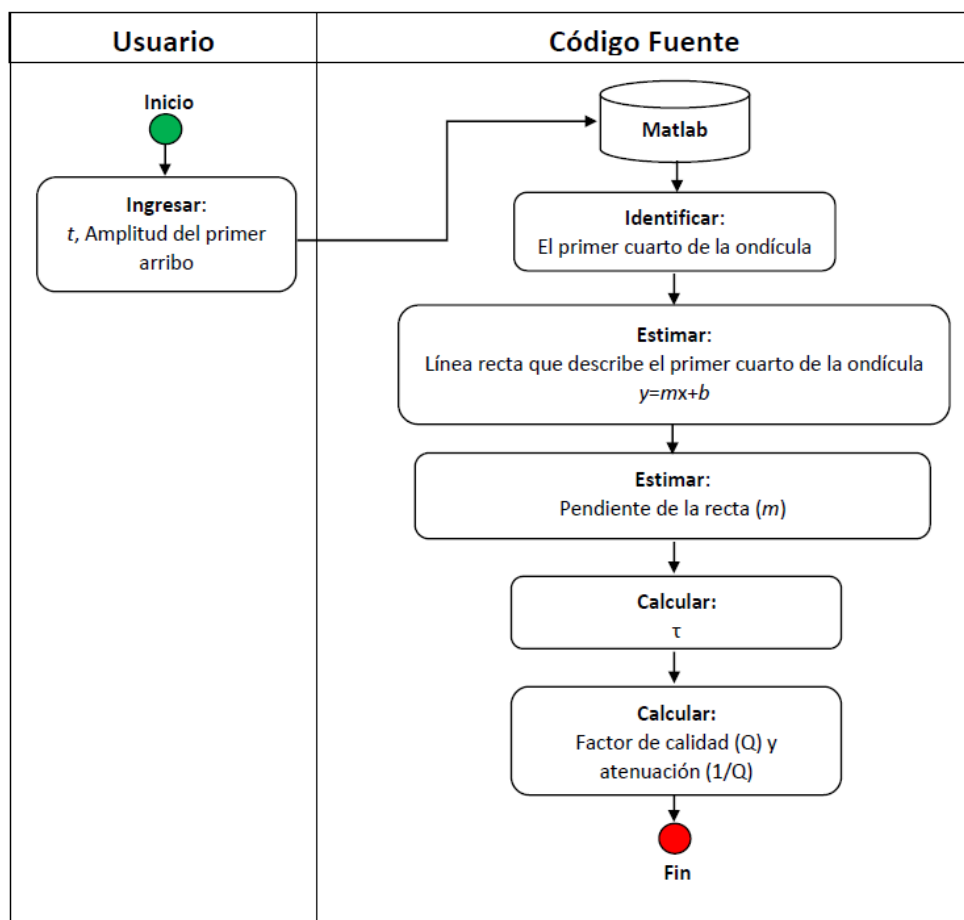
        else m=m+1;
            tr(i)=trace(i);
```

---

```
Source(i)=SOU(i);  
Receiver(i)=REC(i);  
sou_next=SOU(i+2);  
continue;  
end  
end
```

## D. Anexo: Código Atenuación Método de Tiempo-Incremento (TI)

### D.1. Diagrama de flujo para ejecución



### D.2. Código fuente

% 1. DATOS DE ENTRADA-TRAZA

---

```

data= load ('C:\Users\Traza40.txt');
num=data(:,1);          %Traza
t = data(:,2);          % columna 1 frecuencia
A = data(:,3);          % columna 2 espectro de amplitud
%%%%%%%%%%%%%%

% 2. SUAVIZAR LA TRAZA

%*****Gráfica del suavizado de la traza
lengthX = length(t);
% Usar splines para interpolar una curva suavizada,
% con 10 veces como puntos,
% que van exactamente a través de los mismos puntos.
samplingRateIncrease = 10;
newXSamplePoints = linspace(min(t), max(t), lengthX * samplingRateIncrease);
smoothedY = spline(t, A, newXSamplePoints);
%*****

%Aplicar por ciclo
Max_A=max(smoothedY);
N=length(smoothedY);

% Tomar solo el primer cuarto de la ondícula
for i=1:1:N-1
if (smoothedY(i)<0),
smoothedY(i)=0;
end

if (smoothedY(i)== max_A),
position=i;
max_time_amplitude=newXSamplePoints(position); %tiempo a la máx amplitud
end
end

%Agregar ceros al resto de la ondícula
d=diff(smoothedY==0);
b = find(d == 1) + 1;      %último cero en el primer set
a = find(d == -1);        %primer cero en el siguiente set
a=1;

```

```

% Calcular recta en el primer cuarto de la ondícula
for i=a:1:b-1
    coefs=polyfit(newXSamplePoints(i:i+1),smoothedY(i:i+1),1);
    slope(i)=coefs(1);
    intercept(i)=coefs(2);
    position(i)=i;
end

max_slope=max(slope);

for i=1:(length(slope))
    if slope(i)== max_slope
        position=i;
        max_intercept=intercept(position);
    end
end

y_line=(max_slope*newXSamplePoints)+max_intercept;

maxtimeA_line_t1=(max_A-max_intercept)/max_slope;
maxtimeA_line_t0=-max_intercept/max_slope;

% Calcular tao
tao=maxtimeA_line_t1-maxtimeA_line_t0

```

Después de calcular tao para cada una de las trazas, se crea un archive de 6 columnas donde la columna 1 es la traza, la columna 2 es la fuente, la columna 3 es el receptor, la columna 5 es tao y la columna 6 es el primer arribo.

% 1. DATOS DE ENTRADA

```

data= load ('C:\Users\tt_method_input\data1.txt');

trace=data(:,1);      % columna 1 traza
SOU=data(:,2);        % columna 2 fuente
REC=data(:,3);        % columna 3 receptor
tao = data(:,5);      % columna 5 tao
tt=data(:,6);         % columna 6 primer arribo
sou_next=1;
n=0;

```



```

a=1;
s=1;
j=1;

% 2. CALCULAR Q Y 1/Q

for h=1:1:164
tr=[];
tao_tt=[];
travel_time=[];
Source=[];
Receiver=[];
delta_tao_t0=[];
Q_tt_method=[];
att_tt_method=[];
j=SOU(a);

for i=a:1:length(trace)-1
m=SOU(i);
if (m== j),
i=a;
tr(s)=trace(i);
tao_tt(s)=tao(i);
travel_time(s)=tt(i);
Source(s)=SOU(i);
Receiver(s)=REC(i);

%*****
if (s==1),
delta_tao_t0(s)=0;
else
delta_tao_t0(s)=(tao_tt(s)-tao_tt(s-1))/1000;
end

c=0.33;
if (s==1),
Q_tt_method(s)=c*((travel_time(s)/1000)-0)/((tao_tt(s)/1000)-0);
att_tt_method(s)=1/Q_tt_method(s);
else
Q_tt_method(s)=c*((travel_time(s)-travel_time(s-1))/1000)/((tao_tt(s)-tao_tt(s-1))/1000);

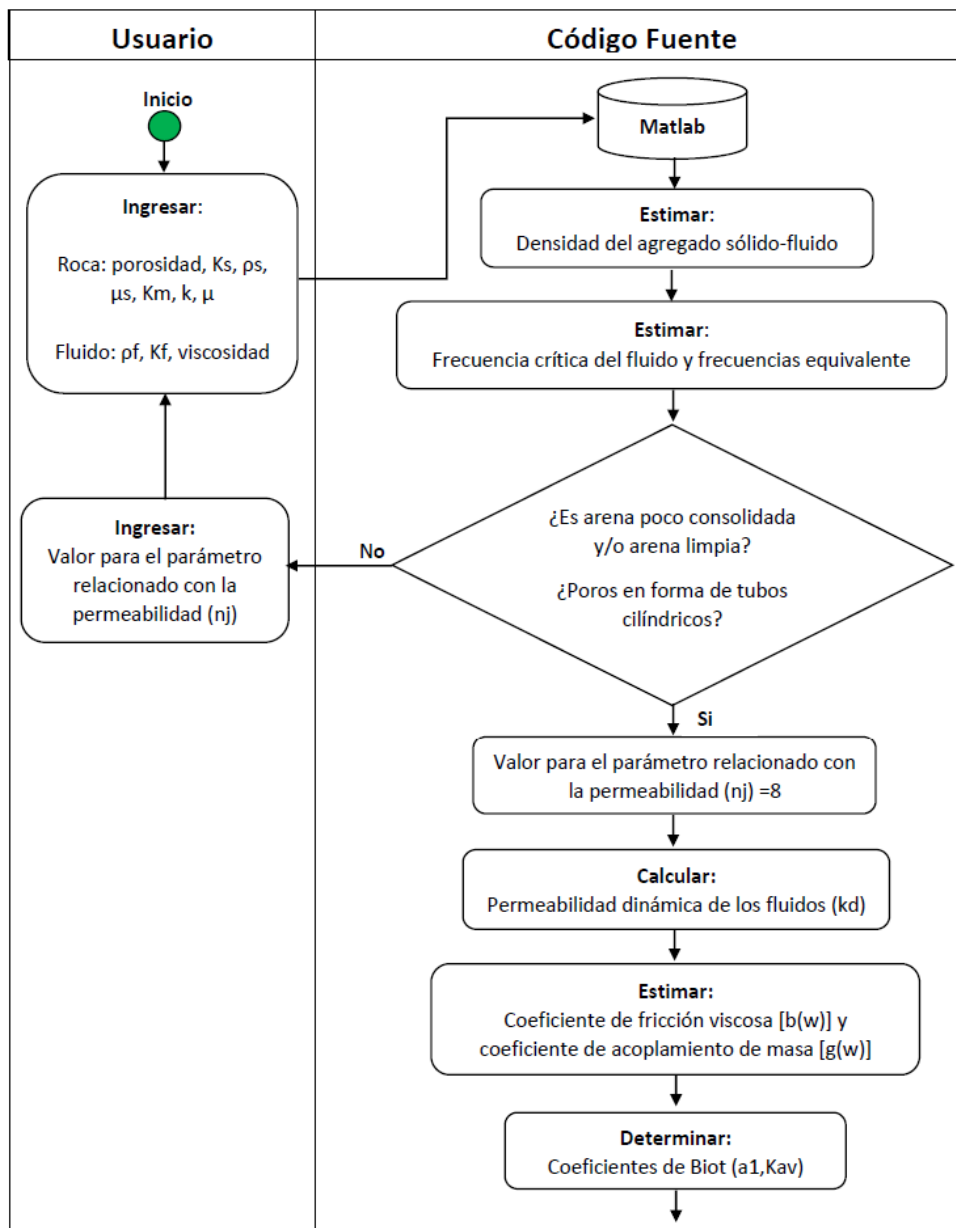
```

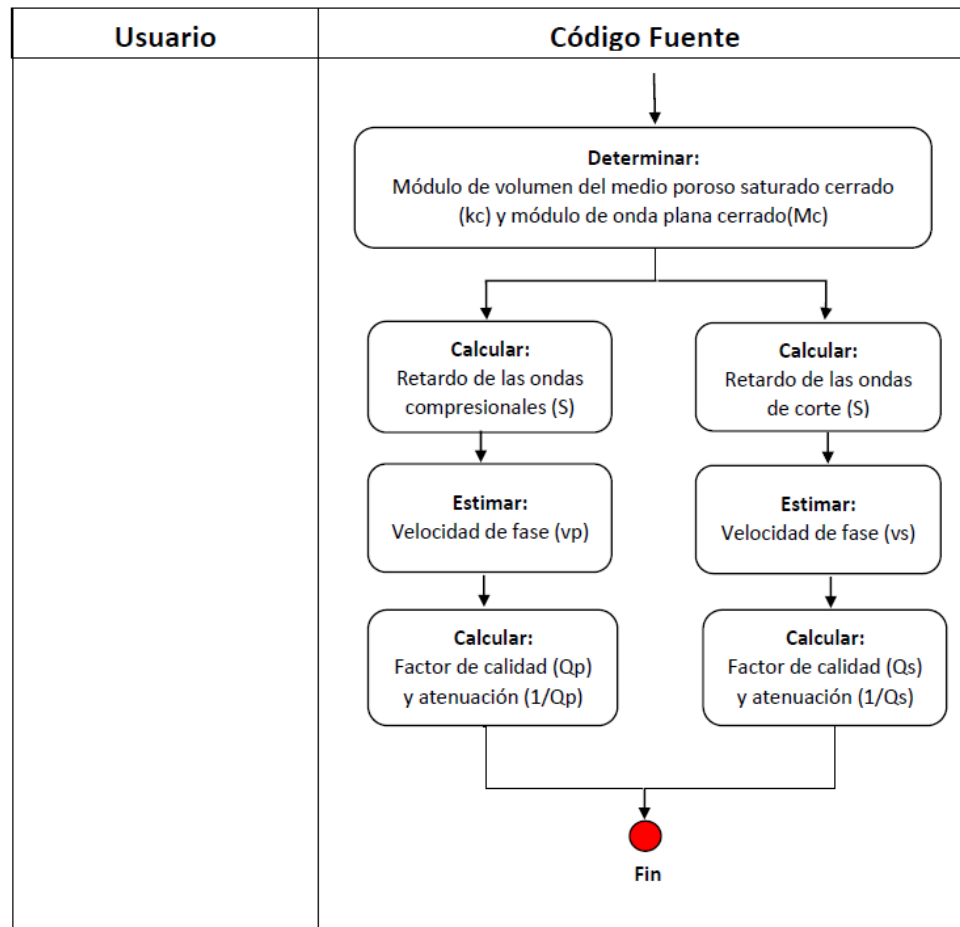
```
att_tt_method(s)=1/Q_tt_method(s);  
end  
%*****  
  
n=i;  
sou_next=SOU(n+1);  
s=s+1;  
a=a+1;  
else  
a=n+1;  
s=1;  
end  
end
```



## E. Anexo: Código del modelamiento analítico de la onda compresional y de corte, Teoría Biot

### E.1. Diagrama de flujo para ejecución





## E.2. Código fuente

%%%%%%%% ZONA A %%%%%%%%%

% Propiedades Zona A

Aphi=0.102;            % Porosidad  
 AKs=26.15E9;        % Módulo de compresibilidad de los granos [Pa], [kg/m.s2]  
 Ads=1951.13;       % Densidad de los granos sólidos [kg/m3]  
 AUs=28E9;           % Módulo de corte de los granos [Pa], [kg/m.s2]  
 AKm=16.299E9;      % Módulo de compresibilidad de la matriz [Pa], [kg/m.s2]  
 Au=9.7522E9;       % Módulo de corte [Pa], [kg/m.s2]  
 Ak=2.5583E-12;     % Permeabilidad absoluta [m2], 1 Darcy

% Propiedades fluido: AGUA

Adf=1010;           % Densidad [kg/m3]  
 AKf=2.67\*1E9;      % Módulo volumétrico [Pa], [kg/m.s2]

An=1.798E-3;                      % Viscosidad agua [ $kg/m.s$ ]

% Cálculo de la Densidad del agregado sólido-fluido

Adb=((1-Aphi)\*Ads)+(Aphi\*Adf);                      % Agua

%%%

Awj=pi\*2\*15289;                      %wj:Frecuencia crítica Agua [ $rad/s$ ]

Aw=logspace(0,10,40000);                      %w:Frecuencia característica

AW=Aw/Awj;                      %Equivalente w/wj Agua

Anj=8;

%Parámetro relacionado con la permeabilidad nj=8, valor adecuado para materiales poco  
%consolidados y arenas limpias. También es el resultado obtenido para medios porosos que  
%poseen poros modelados utilizando tubos cilíndricos.

%Cálculo de la Permeabilidad Dinámica [ $Kd(w)$ ]

At1=(4i/Anj).\*AW;                      %Término 1 Agua

At2=1i.\*AW;                      %Término 2 Agua

At3=((1+At1).^0.5);                      %Término 3 Agua

Akd=Ak\*((At3+At2).^-1); %Permeabilidad Dinámica [ $m^2$ ] Agua

%Cálculo del Coeficiente de Fricción Viscosa [ $b(w)$ ], Incluye los efectos de acoplamiento vis-  
coso entre fases sólida-fluida

Ab=real(An./Akd);                      %Agua

%Cálculo del Coeficiente de Acoplamiento de Masa [ $g(w)$ ], representa los efectos inerciales  
asociados con interacciones dinámicas entre la fase sólida y la fluida.

Ag=(1./Aw).\*imag(An./Akd); %Agua

%%%

%Cálculo de Coeficientes

Aal=1-(AKm/AKs);                      %Coeficiente de Biot, adimensional

AKav=((Aal-Aphi)/AKs)+(Aphi/AKf))^A-1; %Agua [ $Pa$ ] [ $Kg/m.s^2$ ]

AKc=AKm+(Aal\*Aal\*AKav); %Módulo de volumen del medio poroso saturado cerrado

AE=3;

ALc=AKc-((2/AE)\*Au);                      % [ $Pa$ ] [ $Kg/m.s^2$ ], Agua

AMc=ALc+(2\*Au);                      %Módulo de onda plana cerrado [ $Pa$ ] [ $Kg/m.s^2$ ]

Aa=AKav\*(AMc-(Aal\*Aal\*AKav)); % [ $Pa^2$ ], [ $Kg^2/m^2.s^4$ ]

AB=(-Adb\*AKav)-(AMc.\*Ag)+((1i\*AMc.\*Ab)./Aw)+(2\*Adf\*Aal\*AKav); % [ $Pa^2$ ], [ $Kg^2/m^2.s^4$ ]

---

```
Ac=(Adb.*Ag)-((1i*Adb.*Ab)./Aw)-(Adf*Adf);
%% %% %% %% %% %% %% %% %% %% %% %% %% %% %% %% %% %% %% %% %% %%
```

```
Agam=-(AB./(2*Aa));           % [s2/m2]
At4=((Agam.^2)-(Ac./Aa)).^0.5;
As1=(Agam+At4).^0.5;
As2=(Agam-At4).^0.5;
```

```
%Cálculo de la velocidad de fase
Av1=1./(real(As1));           %Agua, Vp2
Av2=1./(real(As2));           %Agua, Vp1
```

```
%Cálculo de la Atenuación de la onda de corte
AQ1=-2*(imag(As1)./real(As1)); %Agua, Vp2
AQ2=-2*(imag(As2)./real(As2)); %Agua, Vp1
```

# Bibliografía

- Allison, E. (2008). *Future Energy: Improved, sustainable and clean options for our planet*. Elsevier.
- Backus, G. (1964). Long-wave elastic anisotropy produced by horizontal layering. *Journal of Geophysical Research*, 67:4427–4440.
- Bacon, M., Simm, R., and Redshaw, T. (2007). *3D Seismic interpretation*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Badi, G. (2011). Atenuación sísmica en la región de nuevo cuyo. Master's thesis, Universidad Nacional de La Plata, Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas.
- Bauer, K., Pratt, R., Weber, M., Ryberg, T., Haberland, C., and Shimizu, S. (2005). Mallik 2002 cross-well seismic experiment: project design, data acquisition, and modelling studies. *Geological Survey of Canada*, 585:14.
- Biot, M. (1962). Mechanics of deformation and acoustic propagation in porous media. *Journal of Applied Geophysics*, 33:1482–1498.
- Biot, M. (1987). Theory of dynamic permeability and tortuosity in fluid saturated porous media. *Journal of Fluid Mechanics*, 176:379–402.
- Birchwood, R., Boswell, R., Collet, T., Cook, A., Dallimore, S., Kasumi, F., Fukuhara, M., Kusaka, K., Murray, D., and Saeki, T. (2010). Developments in gas hydrates. *Schlumberger Oilfield Review*, 22:18–35.
- Blackburn, J., Daniels, J., Dingwall, S., H.-s. G., Leaney, S., Le Calvez, J., Nutt, L., Menkiti, H., Sánchez, A., and Schinelli, M. (2007/2008). Levantamientos de sísmica de pozos: Más allá del perfil vertical. *Oilfield Review*, 1:20–37.
- Bohlen, T. (2002). Parallel 3-d viscoelastic finite-difference seismic modelling. *Computers Geoscience*, 28:887–899.
- Bohlen, T., De Nil, D., Köhn, D., and Jetschny, S. (2012). *SOFI3D-Seismic modelling with finite differences 3D, acoustic and viscoelastic version*. Karlsruhe Institute of Technology, Karlsruhe.



- Boswell, R. and Collet, T. (2015). The gas hydrates resource pyramid. *Fire in the Ice*, pages 1–4.
- Bugejea, R. (2011). Crustal attenuation in the region of the maltese islands using coda wave decay. Master's thesis, University of Malta.
- Camacho, J. (2015). Factor de calidad sísmico q en la caracterización de yacimientos en areniscas y carbonatos. Master's thesis, Instituto Politécnico Nacional, Escuela superior de ingeniería y arquitectura unidad Ticomán.
- Campbell, A., Fryer, A., and Wakeman, S. (2005). Vertical seismic profile-more than just a corridor stack. *The Leading Edge*, 1:694–697.
- Chapman, S., Quintal, B., Tisato, N., and Holliger, K. (2016). Frequency scaling of seismic attenuation in rocks saturated with two fluids. *Geophysical journal*, 6:1–17.
- Collet, T., Wu, D., Koh, C., Sum, A., Sloan, E., Batzle, M., Prasad, M., Yin, X., Wu, S., Lu, N., and Revil, A. (2011). Advances and challenges of gas production from natural gas hydrates: A csm vision. *For the research center hydrate*, pages 1–48.
- Collet, T. S., Lewis, R. E., and R., D. S. (2005). Japex/jnoc/gsc et al. mallik 5l-38 gas hydrate production research well downhole well-log and core montages/2005.
- Dallimore, S. (2005). Scientific results from the mallik 2002 gas hydrate production research well program, mackenzie delta, northwest territories, canada.
- Dallimore, S. and Collett, T. (2005). Summary and implications for the mallik 2002 gas hydrate production research well program; in scientific results from the mallik 2002 gas hydrate production research well program, mackenzie delta, northwest territories, canada. *Geological Survey of Canada*, 585:14.
- Dallimore, S., Taylor, A., Wright, J., Nixon, F., Collet, T., and Uchida, T. (2005). Overview of the coring program for the japex/jnoc/gsc et al. mallik 5l-38 gas hydrate production research well.
- Delgado, J. (2013). Módulo de enseñanza en fenómenos interfaciales, hidratos de gas. *Laboratorio de formulación, interfaces reología y procesos*, pages 1–26.
- Dewagan, P., Mandal, R., Jaiswal, P., Ramprasad, T., and Sriram, G. (2014). Estimation of seismic attenuation of gas hydrate bearing sediments from multi-channel seismic data: A case study from krishnae godavari offshore basin. *Elsevier*, 58:356–367.
- Dvorkin, J. and Nur, A. (1996). Elasticity of high porosity sandstones:theory for two north sea data sets. *Geophysics*, 61:1363–1370.

- Dvorkin, J. and Uden, R. (2004). Seismic wave attenuation in a methane hydrate reservoir. *The Leading Edge*, pages 730–732.
- Guerin, G. and Goldberg (2005). Modelling of acoustic wave dissipation in gas hydrate-bearing sediments. *AGU*, 6:1–16.
- Guerin, G., Goldberg, D., and Collett, T. (2005). Sonic attenuation in the japex/jnoc/gsc et al. mallik 5l-38 gas hydrate production research well. *Geological Survey of Canada*, 585:1–9.
- Haberland, C. and Rietbrock, A. (2001). Attenuation tomography in the western central andes: A detailed insight into the structure of a magmatic arc. *Journal of Geophysical Research*, 106:151–167.
- Hancock, S., Collett, T., Dallimore, S., Satch, T., Inove, T., Huenges, E., Henninges, J., and Weatherill, B. (2005). Overview of thermal stimulation production test results for the japex/jnoc/gsc et al. mallik 5l-38 gas hydrate production research well. *Geological Survey of Canada*, 585:1–10.
- Hardage, B. and Roberts, H. (2006). Gas hydrate in the gulf of mexico: What and where is the seismic target? *The Leading Edge*, pages 566–571.
- Havskov, J. and Alguacil, G. (2010). *Instrumentation in Earthquake Seismology*. Springer Science and Business Media.
- Henninges, J., Schrötter, J., Erbas, K., and Huenges, E. (2005). Temperature field of the mallik gas hydrate occurrence-implications on phase changes and thermal properties.
- Jannsen, D., Voss, J., and Theilen, F. (1985). Comparison of methods to determine  $q$  in shallow marine sediments from vertical reflection seismograms. *Geophysical Prospecting*, 33:479–497.
- Krauss, F. (2013). Seismic attenuation tomography in the education and research mine reiche zeche and at the gfz-underground-lab. Master's thesis, Technische Universität Bergakademie Freiberg.
- Lenz, A. and Ojamäe, L. (2011). Structures of the i-, ii-, and h-methane clathrate phase transition from quantum-chemical modeling with force-field thermal corrections. *The Journal of Physical Chemistry*, 115:6169–6176.
- Liner, C. (2014). Long-wave elastic attenuation produced by horizontal layering. *Society of exploration geophysicists, SEG*, Special section:634–638.
- Makogon, Y. (1997). *Hydrates of hydrocarbons*. PennWell, Tulsa.

- Max, M. (2003). *Natural Gas Hydrate*. Kluwer Academic Publishers, London.
- Medioli, B., Wilson, N., Dallimore, S., Paré, D., Brennan-Alpert, P., and Oda, H. (2005). Sedimentology of the cored interval, japex/jnoc/gsc et al. mallik 5l-38 gas hydrate production research well.
- Miller, R., Hunter, J., Doll, W., Carr, B., and Collett, T. (2005). High-resolution seismic imaging of the gas hydrate stability zone at the mallik 1-38 research site.
- Odoh, B. and Obiegbu, O. (2006). Principles and applications of vsp in hydrocarbon exploration. *Research Gate*, 1:1–9.
- Osadetz, K., Morrell, G., Dixon, J., D.-J., Snowdon, L. R., Dallimore, S., and Mjorowicz, J. (2005). Beaufort- mackenzie basin: a review of conventional and nonconventional (gas hydrate) petroleum reserves and undiscovered resources.
- Peláez, J. and Montes, L. (2017). Acoustic seismic wave attenuation in rocks: Estimates instabilities, frequency-dependence and incoherences. *Revista Brasileira de Geofísica*, 35:201–212.
- Pinto, O. (2016). *Modelado de atenuación-dispersión en medios elásticos 2D mediante análisis de ondas compresionales y de cizalla*. Universidad Nacional de Colombia.
- Pride, S., Berryman, J., and Harris, J. (2004). Seismic attenuation due to wave-induced flow. *Journal of Geophysical Research*, 109:1–19.
- Rubino, G. (2008). *Atenuación y dispersión de ondas sísmicas en medios porosos saturados altamente heterogéneos*. Universidad Nacional de La Plata.
- Saison, A. (2010). Petroleum potential of cretaceous and tertiary sediments of the mackenzie delta (canada) influence of organic facies variations and gas system.
- Santos, J., Ravazzoli, C., and Carcione, J. (2004). A model for wave propagation in a composite solid matrix saturated by a single-phase fluid. *Acoustical Society of America*, 6:2749–2760.
- Schmitt, D., Welz, M., and Rokosh, C. (2005). High-resolution seismic imaging over thick permafrost at the 2002 mallik drill site.
- Sha, Z., Liang, J., Zhang, G., Yang, S., Lu, J., Zhang, Z., McConnell, D., and Humphrey, G. (2015). A seepage gas hydrate system in northern south china sea: Seismic and well log interpretations. *Marine Geology*, pages 69–78.
- Shankar, U. (2015). Gas hydrate saturation from seismic data constrained by log data in the krishna-godavari basin. *Journal of Petroleum Exploration and Production Technology*, 6:13–23.

- Talukder, W. and Bording, R. (2013). Vsp p-wave attenuation model study in elastic earth: Spectral ratio method vs. centroid frequency shift method. *CSPG/CSEG/CWLS Geo-Convention*, 106:1–7.
- Uchida, T., Uchida, T., Kato, A., Sasaki, H., Kono, F., and Takeya, S. (2005). Physical properties of natural gas hydrate and associated gas-hydrate-bearing sediments in the japex/jnoc/gsc et al. mallik 5l-38 gas hydrate production research well. *Bulletin of the Geological Survey of Canada*, pages 566–571.
- Veeken, P. (2007). *Seismic stratigraphy, basin analysis and reservoir characterization*. Elsevier Science, Francia.
- Winters, W., Pecher, A., Waite, W., and Mason, D. (2004a). Elasticity of high-porosity sandstones: theory for two north sea data sets. *Geophysics*, 61:1363–1370.
- Winters, W., Pecher, A., Waite, W., and Mason, D. (2004b). Physical properties and rock physics models of sediment containing natural and laboratory formed methane gas hydrate. *American Mineralogist*, 89:1221–1277.
- Yilmaz, O. (2008). *Seismic data analysis: Processing, Inversion and Interpretation of Seismic Data*. SEG.
- Zhang, P., Wu, W., and Mu, C. (2017). Influence of temperature on methane hydrate formation. *Nature Research Journal*, 7904:1–16.
- Zimmerman, R. and King, M. (1986). The effect of the extent of freezing on seismic velocities in unconsolidated permafrost. *Geophysics*, pages 1285–1290.